

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FRANCE

FONDÉE LE 17 MARS 1830

Reconnue d'utilité publique par ordonnance du 3 avril 1832

COMPTE RENDU SOMMAIRE DES SÉANCES

Publié avec le concours
du CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

N° 13. — PUBLICATION MENSUELLE. — ABON., UN AN : 600 FR. ; PRIX DE CE NUMÉRO : 75 FR.

N° 13 Séance du 7 novembre 1949

PRÉSIDENTE DE M. GEORGES LECOINTRE, PRÉSIDENT

Le procès-verbal de la précédente séance est lu et adopté.

Le Président a le regret de faire part du décès de plusieurs membres de notre Société : MM. Elie GAGNEBIN, Professeur de Géologie à l'Université de Lausanne, membre de notre Société depuis 1921, A. do CARMO GUARESMA VIANNA, Ingénieur-chef des Services géologiques du Portugal, L. GALLIER, tragiquement décédé dans un accident d'automobile, A. SENN et E. P. SEGAUD. Le Président adresse ses condoléances aux familles de nos regrettés confrères.

Le Président proclame membres de la Société :

MM. Gérard Sadran, assistant à la Fac. des Sc. de Nancy, 94, av. de Strasbourg, Nancy (Meurthe-et-Moselle), présenté par MM. Roubault et Millot.

Lucien Barbera, professeur au Lycée de Nice, « Lou Garnier », av. du Maréchal-Foch, Beausoleil-Nice (Alpes-Maritimes), présenté par MM. Ricour et Sornay.

Pierre Koch, ing. géol., Service des Mines, Yaoundé (Cameroun), présenté par MM. Roubault et Millot.

Jean Marc Aymé, chez M. Dondey, 1, r. Casimir-Périer, Grenoble (Isère), présenté par Mme Gubler et M. Sigal.

Onze nouvelles présentations sont annoncées.

COMMUNICATIONS ORALES

J. Avias¹. — *Note préliminaire sur quelques phénomènes, actuels ou subactuels de pétrogénèse et autres, dans les marais côtiers de Moindou et de Canala (Nouvelle Calédonie)*².

1. Membre de la Mission Géologique de l'Office de la Recherche Scientifique Coloniale en Nouvelle-Calédonie (Mission géologique Routhier).

2. Communication présentée à la séance du 25 avril 1949.

En Nouvelle-Calédonie la zone côtière comprend généralement ¹, du large vers la côte proprement dite : 1°) le récif barrière ; 2°) le lagon avec îlots et récifs frangeants ; 3°) un plateau corallien presque complètement submergé, mort ou presque mort ; 4°) une zone à palétuviers (Mangrove) pouvant mordre sur le plateau corallien précédent, mais présentant son optimum de développement lorsqu'elle correspond à une zone de boues et de vases bleues ; 5°) une zone de marais plus ou moins desséchés et blanchis en surface, qui n'est recouverte qu'aux marées d'équinoxe ; 6°) la côte proprement dite, c'est-à-dire la ligne d'accession maximum des marées. A noter que cette succession n'est qu'une succession synthétique et que 4 et 5 ne se rencontrent que dans les zones côtières à alluvionnement important, c'est-à-dire seulement au voisinage de l'embouchure des principales rivières. A noter également que l'existence de 5 est la conséquence d'un léger mouvement d'abaissement relatif (1,5 à 2 m environ) du niveau de la mer.



Schéma synthétique
des zones côtières
néocalédoniennes

Cette zone côtière pose toute une série de problèmes intéressants concernant les récifs et leur évolution, les oscillations du niveau marin, etc... Je ne m'occuperai ici que des

1. Pour les schémas et photographies présentées lors de la communication nous renvoyons à notre future thèse.

observations que j'ai pu faire en certains points des marais des zones 4 et 5.

1° Dans les marais à vase bleue des palétuvas se produisent actuellement des phénomènes de *pétrification et de fossilisation* : à Canala, en particulier, on trouve à marée basse, dans les méandres du delta de la Négropo, des sortes de nodules bleu foncé très durs dont la dimension peut varier de quelques centimètres à quelques décimètres. Ces nodules ne sont que les témoins d'une zone de vase bleue en voie de pétrification, témoins qui ont été inopinément ramenés au jour par la baisse du niveau de base à laquelle nous avons fait allusion un peu plus haut. Seul le centre des zones en voie de pétrification, suffisamment durci, a résisté au lavage consécutif à leur mise à jour par l'érosion régressive. Il est à remarquer que ces nodules contiennent d'abondants restes d'êtres organisés, végétaux ou animaux, dont la décomposition a peut-être facilité ou même provoqué cette pétrification ; très souvent, par exemple, on trouve au centre, la carapace intransformée ou au contraire entièrement silicifiée d'un crabe. Les fragments de stipes de fougères arborescentes, de bois actuels, à peine décomposés, n'y sont pas rares. On y trouve aussi d'abondantes coquilles d'espèces actuelles (*Arca*, par exemple). Les seuls endroits où l'on ait actuellement trouvé de tels nodules sont dans mon secteur de travail : à Canala, La Foa, Moindou et Kouaoua. Mais il est probable qu'il en existe bien d'autres que l'érosion n'a pas encore dégagés.

2° Si l'on considère alors les marais exondés des régions de Mara et de Téremba, on est tout d'abord frappé par l'absence de végétation sur des surfaces parfaitement planes qui peuvent atteindre plusieurs dizaines d'hectares ; mais leur planéité n'en réserve pas moins des surprises à celui qui les parcourt attentivement.

D'abord on y trouve, en certains points, des récifs coralliens morts, arasés, entourés de sables coquilliers plus ou moins croustillés et qui passent plus ou moins insensiblement à une argile gris jaunâtre en surface. Ces récifs morts sont associés à une faune où l'on reconnaît la plupart des espèces actuelles de récifs, ainsi d'ailleurs que des espèces en différant légèrement par leur plus grande taille ; des déterminations en cours préciseront l'âge exact de cette faune quaternaire ou néogène semble-t-il.

Mais, le fait sur lequel je veux insister ici est la *silicification* qui, à des degrés variés, a atteint ces récifs. Cette silicification à peine apparente dans certaines « têtes », est, dans d'autres, avancée au point que la structure madréporique est devenue méconnaissable et que le corail y est transformé en un bloc silicifié zoné, dont la zone externe est même quelquefois formée de prismes pyramidés de quartz pouvant dépasser la grosseur du doigt. De plus, cette silicification est liée au ma-

rais et non au récif, car des fragments de roches diverses que l'on trouve dans le marais s'avèrent eux aussi plus ou moins fortement silicifiés. Certains fragments de roches volcaniques s'avèrent même, au microscope, entièrement « pseudomorphisés » (si l'on peut dire) en silice : alors qu'à l'œil nu on distingue encore des phénocristaux dans une pâte, au microscope polarisant on n'a plus qu'un agrégat de cristaux de quartz. Il est inutile d'insister sur l'importance de ces phénomènes de silicification actuelle, qui se produisent dans des marais tropicaux, pour le problème de la silicification en général (et de la formation du quartz néogénétique) et pour le problème de la silicification des formations récifales fossiles en particulier. J'ai collecté un abondant matériel dont l'étude apportera peut-être des précisions nouvelles ¹.

M^{lle} H. Alimen présente les observations suivantes :

Les phénomènes de diagenèse observés par J. Avias dans les formations subactuelles des marais de Nouvelle-Calédonie jettent une lumière fort intéressante sur certains problèmes que posent les formations anciennes.

J'insisterai en particulier sur les phénomènes extrêmement rapides de silicification qui se produisent dans ces marais, à la faveur d'un climat tropical et du voisinage d'eaux marines susceptibles de faire irruption sur la zone marécageuse à certaines périodes. C'est en faisant appel à des conditions analogues que j'ai cru pouvoir interpréter la genèse des barres gréseuses du Stampien terminal dans le Bassin de Paris (formation rapide, sous un climat tropical ou subtropical, d'un ciment siliceux dans les sables des sommets émergés des dunes, tandis que les chenaux interdunaires étaient encore occupés par des eaux marines ou saumâtres).

A. Wrigley. — *Les opercules de Serpulidés de l'Eocène du Bassin de Paris* ².

R. Perrin et M. Roubault. — *Des critères permettant de déterminer le mode de formation de filons à bords parallèles* ³.

A. Cailleux. — *Le ruissellement en climat tempéré, périglaciaire et subdésertique* ⁴.

1. Les résultats figureront dans ma thèse.

2. Cette note avec 5 figures, présentée par M. MORELLET est destinée au *Bulletin*.

3. Cette note avec figures et planche est destinée au *Bulletin*.

4. Analyse d'articles récents : *Annales Géogr.*, t. LVII, n° 305, p. 21-39, 1948.
— C. R. Ac. Sc., t. 229, n° 14, p. 669-671 et observations inédites.

E. Basse. — *Observations sur des phénomènes quaternaires dans la région de Verdun.*

I. CRYOTURBATION. — Je l'ai étudiée dans le Bathonien supérieur (J_a) et dans le Rauracien (J³).

J_a zone à *Clydoniceras discus*. Les calcaires marneux, souvent oolithiques (dalle d'Etain), gélivés sur 2 m environ, montrent divers aspects de la cryoturbation (définie par Romanovsky, Cailleux, Tricart, Guillien).

A 2,3 km à l'E d'Etain, toute la zone gélivée (1,50-2 m) est cryoturbée, elle repose sur la surface intacte (30 m² observables) de la « dalle » oolithique.

A une centaine de mètres au N, la zone perturbée (0,60 m) est localisée à la région médiane, boueuse, de la zone gélivée (1 m), comme à Fouqueure (Charente).

Carrières du Pont-des-Dames (1,3 km à l'W d'Eton) et de Senon. Toujours superficielle ici, la cryoturbation y revêt, soit (sur 1 m à Eton) un aspect désordonné, soit (sur 1,50 m) la forme de festons réguliers ou d'ondulations vagues, s'évanouissant localement.

Belle cryoturbation encore visible à 2 km à l'E de Billy.

En résumé : 1° la gélivation se produit jusqu'à une profondeur variable, dépendant étroitement de la répartition verticale de la marnosité du calcaire ; 2° la cryoturbation n'est pas toujours superficielle, elle semble favorisée par l'existence de niveaux marneux.

J³ : *Rauracien*. Mêmes caractères que dans le J₁, toutefois les blocs gélivés étant subcubiques, donnent une cryoturbation moins spectaculaire que les plaquettes de gélivation du J₁.

Très belle à la carrière de la Madeleine (1,85 km à l'W de Moulainville), sur 1,25 m d'épaisseur, elle est discutable à Belrupt, aux Fours à chaux de Verdun (solifluction ?), enfin plus nette à Montgrignon.

D'après mes observations, portant sur une trentaine de points, la cryoturbation semblerait fréquente sur le J₁, et au contraire rare sur le J³ et le J⁴, peut-être en raison des conditions d'affleurement au moment du phénomène.

II. LEHM. — A Dugny (J³, alt. : 240 m), la zone gélivée, si constante ailleurs, paraît absente et remplacée par un dépôt argileux décalcifié (lehm ?), épais de 2 à 3 m, dont la moitié inférieure contient des galets. La gélivation serait donc postérieure au dépôt de ces alluvions (niveau de 40 m).

III. DÉPÔTS DE PENTE. — Les carrières jumelles du Fond de Belrupt, sur pente orientée S-SE (alt. : 260-250 m), entaillent, sur 10 m de hauteur, des graviers calcaires analogues à la grèze des Charentes, en strates distantes de 8-10 cm, largement

onduleuses, formées d'éléments alternativement fins (1 mm) et grossiers (qq. cm), disposées parallèlement à la pente du substratum d'abord, puis progressivement redressées jusqu'à se paralléliser avec la surface topographique. La répartition périodique des éléments d'après leur calibre exige une explication. La ressemblance avec les dépôts de pente des Charentes (ex. Vindelle), étudiés par M. Y. Guillien, est frappante ; toutefois, ici, absence de gros blocs vers le sommet des dépôts. Mais, çà et là, sont interstratifiés des débris patinés de chailles présentant les cupules caractéristiques de la gélivation sur éléments siliceux. Le matériel est originaire soit du J⁴, soit du J³ (dalles oolithiques à chailles), visible à 400 m de là, sur le flanc W de la même colline. Ces gravières m'ont fourni un humérus de grand Bovidé rapporté par MM. Piveteau et Vaufray à *Bos priscus* ou *primigenius*, espèces sans signification climatique nette. Notons la position de cette accumulation importante sur les pentes d'un thalweg majeur : la Meuse — comme celle de Vindelle sur la Charente — et leur orientation comparable : S-SE.

IV. PHÉNOMÈNES DE CONSOLIDATION. POCHE DE DISSOLUTION. — J'ai observé, sporadiquement, sur un rayon de 7 km à l'E de Verdun, des phénomènes de cimentation soit dans la masse des alluvions (alt : 30 m) de la Meuse, soit dans certains niveaux des dépôts de pente de Belrupt (brèches). Or, fréquemment, le J³ présente des poches de dissolution tapissées de stalactites, par exemple à la Madeleine où la zone cryoturbée est traversée, sous la voie ferrée à la Valtoline, à Dugny. A un remplissage argileux se trouvent mêlés : dans les 2 premiers lieux des fragments de brèche, dans le 3^e des galets provenant, comme l'argile, du dépôt lehmique sus-jacent. La brèche est trop fine pour provenir de la zone gélivée, elle est analogue à celle du Fond de Belrupt. Il est donc probable que des dépôts de pente sporadiquement cimentés ont existé en ces 2 endroits, situés actuellement sur des pentes exposées au S. Les poches se seraient donc remplies postérieurement à la formation des dépôts de pente.

V. CONCLUSION. — *Interprétation climatique* : Il semble qu'on puisse ici distinguer la succession climatique suivante : — phase humide avec précipitations intenses d'où dépôt des alluvions entraînant du loess altéré, — ensuite période de froid : d'abord humide, d'où gélivation et cryoturbation, puis plus sec favorisant l'accumulation des dépôts de pente, conso-

lidés çà et là à la faveur d'un ruissellement local et temporaire, — dissolution karstique dans le J³, — enfin remplissage des poches du J³ par du matériel sus-jacent (brèches de pente, galets fluviaux, lehm, etc...).

C. Maillard. — *Observations sur les galets d'argile de la molasse dans la région lyonnaise*¹.

A. Chavan. — *Remarques sur la signification climatique des Mollusques marins fossiles*².

F. Bourdier. — *Existence de plusieurs glaciations anté-wurmiennes dans les Dombes.*

Depuis Penck, on admettait généralement que la couverture morainique des Dombes était l'œuvre d'une seule glaciation, appelée tantôt Riss, tantôt Néo-Riss, tantôt Mindel. Mais l'étude d'une cinquantaine de gravières m'a montré qu'en réalité il y avait, en Dombes, superposition d'au moins deux complexes morainiques d'âges très différents et existence de trois régions caractérisées par une altération de plus en plus profonde des moraines.

I. *Région SW* (gravières de Meximieux, les Echets, Ars, etc.). Là, les moraines sont conformes à la définition que j'ai donnée du Riss : le loess ancien repose sur leur surface non altérée ; lorsque ce loess n'a pas été protégé par le loess récent, il s'est entièrement décalcifié (limon jaune souvent couvert de sable gris clair pulvérulent) ; la décalcification atteint en moyenne 1 à 2 m d'épaisseur (altération du Wurm : 0,50 m à 1 m). A Saint-Trivier, dans la gravière entre Petit Dagon et Villon, une moraine à éléments calcaires frais s'est creusé un chenal dans un dépôt fluvio-glaciaire d'aspect plus ancien. Aux environs de Lyon, les moraines rissiennes de la bordure S des Dombes recouvrent des « alluvions jaunes », très profondément teintées par le fer, qui semblent contemporaines de la flore chaude pliocène de Meximieux et des sables à Mastodontes de Trévoux ; cependant il est possible qu'une partie de ces alluvions soit plus récente et se soit déposée en aval d'un glacier anté-rissien, comme l'avait supposé Penck ; en effet, certaines gravières montrent des galets alpins de forme assez irrégulière (Neuville, près de la ferme Camille) et même de petits blocs anguleux de granite, malheureusement trop altérés pour qu'on puisse en déterminer l'origine (entre Montluel et Pizay).

II. *Région intermédiaire* (gravière du Chatelard, des routes de

1. Cette note avec 3 figures est destinée au *Bulletin*.

2. Cette note est destinée au *Bulletin*.

Châtillon-Romans, Châtillon-Dompierre, etc...). Là, sous les limons jaunes apparaissent souvent des sables roux altérés ; l'épaisseur moyenne des couches d'altération est de 3 à 4 m. A 2 km NE de Villars, la moraine, riche à sa base en calcaires striés, recouvre des alluvions décalcifiées visibles sur 2 m et certainement fluvio-glaciaires, car elles contiennent de nombreux éléments alpins sub-anguleux. *Cette coupe indique donc deux avancées glaciaires séparées par une longue période de décalcification.*

III. *Région NE* (gravières du Logis, près de Dompierre, de Langris près de Lent, de Bouvante près de Bourg, etc...). La couche décalcifiée atteint 4 à 5 m d'épaisseur ; dans la plupart des gravières les calcaires, éventuellement striés, ont disparus, mais il y a abondance des éléments sub-anguleux ; ceux-ci s'arrondissent et s'amenuisent progressivement vers l'aval, par usure fluviale, dans la vaste nappe alluviale qui s'étend au N de Bourg (gravière de l'asile Saint-Georges, de Crépignat, Vacagnole, Tempetay). Dans la profonde gravière de Chanoz, à l'W de Bourg, une moraine typique, riche en calcaire, est recouverte par une couche d'altération rougeâtre, discontinue et contournée (1 m), surmontée de 4 à 5 m d'argile jaune et d'1 m de sable roux subhorizontal. L'argile jaune présente des frous qui sont les moules de galets calcaires disparus par décalcification, preuve que cette argile ne s'est pas accumulée après sa décalcification, car les trous auraient alors disparus. Les moraines wurmiennes de la plaine lyonnaise, avec leur mince couche d'altération, semblent bien jeunes comparées à cette moraine de Chanoz décalcifiée sur une profondeur de 6 ou 7 m.

La gravière de la gare de Condeissiat, non loin de Chanoz, celles de Maslommier et surtout de la Chapelle (ces dernières au NW de Pont-d'Ain) montrent une altération d'un rouge assez vif rappelant l'altération qui caractérise le Mindel de la Bièvre-Valloire.

Ainsi, le Mindel semble représenté dans le NE des Dombes, le Riss dans le SW. L'existence d'un Riss II dans la région intermédiaire demeure hypothétique et plus hypothétique encore celle d'un Gunz auquel on pourrait attribuer une partie des alluvions jaunes et certaines nappes d'alluvions décalcifiées comme celle du Mont Maguëron à l'W de Pont d'Ain.

Les Dombes furent un des berceaux de la pédologie (Sauvannau, 1845) ; rappelons que là, comme bien d'autres régions, les sols actuels ne peuvent s'interpréter et se cartographier qu'après l'établissement d'une stratigraphie et d'une cartographie des sols fossiles (loess, lehms, résidus siliceux, etc...), c'est pourquoi une collaboration plus intime devrait s'établir entre les spécialistes des sols quaternaires et ceux des sols présumés actuels.

COMMUNICATIONS ÉCRITES

M. Avnimelech. — *Sur les discontinuités dans le Crétacé supérieur de la Shephéla en Palestine centrale*¹.

E. Saurin. — *Sur la géologie des environs de Langson (Tonkin).*

Je mentionnerai ici quelques nouveaux détails relatifs à l'Anthracolithique et au Trias de la région de Langson².

I. Le « dôme Ouralo-permien » de Langson émet vers le NNW un prolongement anticlinal en partie arasé, et suivi, entre Langson et les abords S de Dong Dang, par la dépression alluviale qu'empruntent la route et la voie ferrée.

Cet axe anticlinal y est ainsi jalonné par des chicots calcaires apparaissant sporadiquement dans les rizières, par exemple près de Quan-Ho et aux abords du km 154 de la voie ferrée ; en ce dernier point, de tels blocs sont riches en Foraminifères, à l'exclusion toutefois de Fusulinidés et contiennent notamment *Pyramis parva* COLANI, forme permienne. Sur les flancs de cette dépression, des témoins plus continus marquent en outre cet anticlinal : ils comprennent non seulement des calcaires mais aussi des phtanites qui jouent un rôle important dans la stratigraphie locale de l'Anthracolithique.

A l'W de la route et de Chu Quyen affleurent des bancs compacts de phtanites à Radiolaires.

A Tham Long, des puits de recherches ont révélé l'existence de phtanites pétris de Fusulinidés comprenant en majorité *Staffella inflata* COL. et contenant aussi des spicules de Spongiaires.

La route Langson-Dong Dang enfin, entre Tham Long et l'embranchement de la « route des Pirates », soit entre les km 4 et 3 au S de Dong Dang, recoupe des bancs de calcaires à Foraminifères et de phtanites à Radiolaires.

Tout le long de cet axe, viennent en superposition sur les terrains anthracolithiques dont les calcaires ont localement donné lieu à la formation de bauxites : des schistes triasiques, avec quelques intercalations calcaires, parfois de puissance réduite et parfois absents, puis des rhyolites.

Sur le flanc W du dôme de Langson et à l'amorce méridionale de l'anticlinal précité, les schistes triasiques contiennent, au-dessus de Ky-Lua, d'une part, et au-dessous de Chi-Mac, d'autre part, *Pseudomonostis griesbachii* BITTNER, Lamellibranche du Trias inférieur, autrefois trouvé en d'autres points de la région de Langson³.

1. Cette note avec 1 figure est destinée au *Bulletin*.

2. Précédemment étudiée par E. PATTE : Etudes géologiques dans l'Est du Tonkin. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, vol. XVI, fasc. 1, Hanoï, 1927.

3. H. MANSUY : Catalogue général des fossiles recueillis en Indochine et au Yunnan. *Bull. Serv. Géol. Indochine*, vol. VI, fasc. 6, Hanoï, 1919.

Le manteau continu de rhyolites porté sur les cartes géologiques actuelles entre Ky-Lua et Dong Dang est donc plus largement érodé et s'y trouve interrompu, d'une façon continue et sensiblement selon l'axe de la route qui joint ces localités, non seulement par des dépôts alluviaux néogènes et récents, mais par les témoins plus ou moins importants de cet anticlinal anthracolithique et des schistes triasiques qui lui sont superposés.

II. Les phtanites dont nous venons de mentionner l'existence se retrouvent aussi près de Langson et près de Dong Dang.

Près de Langson, on les observe appuyés sur les calcaires anthracolithiques qui affleurent au début de la piste de Ban Xam, près de Saint-Michel, et au début de la piste de Na Lang. Ils sont surmontés par les schistes du Trias passant eux-mêmes sous des rhyolites.

Au N immédiat de Dong Dang, les calcaires massifs de couleur claire du Phia Khon Nhieu qui bordent à l'E la route de Na Cham et forment la frontière de Chine, renferment, près de Coc Nam, *Pseudofusulina japonica* GÜMBEL et appartiennent ainsi, tout au moins pour leurs couches terminales, au Permien inférieur ou moyen. Ils sont surmontés, au niveau de la route, par des phtanites à Fusulinidés parmi lesquels *Staffela inflata* COL. est largement prédominante.

Au-dessus de ces couches siliceuses à Fusulinelles viennent enfin, pendant vers l'W, les schistes et grès du Trias avec intercalations de bancs et de lentilles calcaires peu épais, puis des rhyolites.

Les phtanites précités de la région de Langson, intercalés entre les calcaires massifs ouralo-permiens dont, à Dong Dang, les couches terminales appartiennent au Permien inférieur ou moyen et le Trias ou les rhyolites sus-jacentes, appartiennent ainsi au Permien moyen (ou supérieur) et ont, dans la série régionale, une valeur stratigraphique constante.

M. E. Patte a d'ailleurs signalé, au S de Langson, les lydiennes permienes à *Productus* de Lang Nac, occupant la même position stratigraphique¹.

Lors des mouvements néo-triasiques qui ont affecté la région et des décollements locaux qui les ont accompagnés, ces phtanites permienes ont été en général solidaires des couches triasiques alors que les calcaires sous-jacents, permienes et plus anciens, étaient surélevés.

M. Vigneaux. — *Sur une nouvelle coupe de l'Aquitainien près de Villandraut (Gironde).*

Le bourg de Villandraut, qu'arrose le Ciron, affluent de gauche de la Garonne, est bien connu des géologues qui ont

1. E. PATTE : *loc. cit.*, p. 67 sqq.

étudié l'Aquitanien du SW de la France. Les affleurements les plus célèbres se trouvent aux moulins de Gamachot-Fortis, et dans le voisinage du pont du chemin de fer.

Or, dans une région située plus au N, non loin de la limite de la commune, exactement au point de coordonnées Lambert : 385,5-244-2, et à l'E du lieu-dit les « Berdigots » (que ne mentionne pas la carte d'Etat-Major au 1/50.000^e, feuille La Réole, quart SW), existent d'anciennes carrières, connues dans le pays sous le nom des carrières de « Suscarrot », au front de taille desquelles il est possible de noter la présence d'un grès friable recouvrant des sables peu épais (environ 1 m), riche en fossiles (une centaine d'espèces), parmi lesquels on peut recueillir :

- des Pélécy-podes : *Meretrix (Tivolina) noaillanensis* C. et P., *Arca (Anadora) cardiiformis* BAST. ;
- des Gastéropodes : *Turritella pseudogradata* C. et P. (souvent confondue avec *T. terebralis* LAMK.), *Pirenella plicata* BRUG. ;
- des Bryozoaires : *Membranipora Falloti* CANU, *Cyclicopora aquitanica* DUVERGIER,

ainsi que des restes de Crustacés, d'Échinides, des Polypiers et quelques Foraminifères.

D'après les caractères de cette faune, qu'une prochaine étude définira, il est permis de mettre sur le même plan les gisements de Gamachot-Fortis, d'une part, et celui des Berdigots, d'autre part. Les échantillons recueillis dans ce dernier sont pour la presque totalité d'une taille inférieure à celle des fossiles de Gamachot. Quoique la distance séparant ces gisements n'atteigne pas 1.500 m, les conditions biologiques devaient y être différentes : cela n'a rien d'étonnant dans une région où les influences marines et continentales se contrebalançaient continuellement, comme le prouve l'examen de coupes voisines montrant l'existence d'intercalations marines dans un horizon lacustre ou vice-versa, intercalations qui restent épisodiques et limitées à de petites zones. Les horizons eux-mêmes présentent des changements de faciès rapides et très localisés.

Dans la région moyenne de la coupe, des Scutelles ont été recueillies, associées à des fragments de Pectens, dans un grès calcaire jaune, assez dur, qu'on peut considérer comme l'équivalent à Villandraut du « Grès de Bazas ». L'ensemble de la formation gréseuse repose sur l'horizon lacustre connu du

« Calcaire gris de l'Agenais », à odeur fétide caractéristique, et truffé de Planorbes et de Linnées.

F. Joly et R. Lavocat. — *Observations géologiques et morphologiques dans les Kem-kem de la Daoura (Maroc Sud-Orientale).*

Le plateau des Kem-kem¹ est constitué par une épaisse dalle calcaire cénomanienne ou cénomano-turonienne, souvent fossilifère, dans laquelle s'enfonce un réseau hydrographique ramifié. L'artère maîtresse de ce réseau est la Daoura qui entame, sous la dalle, le Crétacé inférieur marno-gréseux ; au lieu-dit Bou Seroual, elle a même exhumé une vieille ride dévonienne fossilisée sous la série crétacée. L'importance de l'entaille, qui dépasse 300 m à Bou Seroual, tient en partie à des raisons tectoniques : un grand mouvement de bascule a relevé toute la bordure N des Kem-kem, et des flexures d'axe grossièrement N-S accidentent le plateau. La plus marquée fait culminer le signal de Bou Seroual au pied duquel coule la Daoura. Plus en aval, le cours de la Daoura est installé dans une sorte de gouttière entre deux de ces accidents. Une autre ride, partant de Bou Seroual, longe plus au S le cours moyen de l'oued Ghesdis dans la région de Tanout Taghesdis. Une autre encore borde la rive orientale de l'oued Arid et disparaît au S sous les dunes de l'erg Mghiti. A l'E de la Daoura, on peut observer d'importants témoins d'une série plus récente qui semble discordante sur le Cénomanien. Ces témoins se suivent, vers le N, jusqu'aux abords du kreb entre Ouzina et Taouz : aux Aferdane Boulaouiche, ils ont fourni à l'un de nous (R. L.) une faune de Mollusques d'eau douce, malheureusement encore indéterminés². D'autres dislocations, sans doute plus anciennes, mais moins accusées, déforment plus à l'W la dalle cénomano-turonienne : recoupées par la surface topographique dans les régions de l'oued Jemda et de l'Adar n'ou Aman, elles dessinent sur la bordure méridionale des Kem-kem de larges dômes et cuvettes à grand rayon de courbure.

Le réseau hydrographique a été incontestablement guidé par les accidents tectoniques, mais il ne leur est pas totalement inféodé : l'oued Bou Seroual, l'oued Ghesdis, l'oued Berreteil en traversent

1. Feuilles au 1 : 200.000 du Service Géographique du Maroc : Taouz, Maïder Bou Haïara, Hasi el Hameïda, Zegdou et Sebkhah ed Daoura. La topographie représentée sur ces cartes est très rudimentaire et bien souvent erronée.

2. R. LAVOCAT : Quelques observations dans les Hammadas du Sud marocain. *C. R. somm. S. G. F.*, 1949, p. 158-159.

sur une partie de leur cours. Ce réseau est, lui aussi, très ancien. Dans les grandes vallées, des terrasses alluviales, constituées par de gros blocs et galets superficiellement consolidés en un poudingue rubéfié, sont la trace d'une activité torrentielle aujourd'hui disparue. Les conditions n'existent plus qui permettraient l'évolution « normale » d'un tel réseau : ces grandes vallées sont des formes fossiles et les processus ordinaires de l'érosion torrentielle y ont depuis longtemps cédé le pas à une évolution de type semi-aride où le façonnement des versants tend à l'emporter sur les modifications du profil en long. Quant au plateau, c'est une surface d'érosion aride, un glacis rocheux, tantôt réalisé sur la dalle cénomano-turonienne elle-même, tantôt sur les formations calcaires superficielles qui l'encroûtent. Mais il est difficile, en l'absence d'une couverture plus récente, de déceler qu'elle est la part, dans cet aplanissement presque parfait, des systèmes anciens et du système actuel ou subactuel d'érosion. Il convient toutefois de noter, à l'W de la Daoura, la présence encore énigmatique de cailloutis roulés de roches anciennes à la surface même du plateau. On peut envisager d'en faire les alluvions d'une Daoura très ancienne, ou de les mettre en parallèle avec les niveaux à galets primaires observables plus au S dans les formations grésogypseuses des gour el Hamra.

Vers le S, les basses vallées s'évasent et émergent à la surface de la table calcaire qui se couvre de regs d'épandage à galets roulés. La dalle cénomano-turonienne disparaît progressivement sous les témoins de l'importante formation grésogypseuse dont les déblais, au puits de Zegdou, avaient fourni à L. Clariond une faune de Mollusques, et que l'un de nous (R. L.) a retrouvée sur une vaste étendue dans la région de Tizi n'Daguine-Ksar el Hamra¹. Cette formation constitue probablement le soubassement des immenses cuvettes au sol mou (fech-fech) qui couvrent la région. Elle est recouverte en maints endroits par des galets roulés bien calibrés très analogues à ceux antérieurement observés (R. L.) au S de la daya Tizi n'Daguine dans un niveau qu'il considère comme un conglomérat de régression marine¹. Les gour Relania et les gour Saadane sont aussi des témoins de cette formation qu'on retrouve encore vers l'W jusqu'au méridien de l'Oussada au delà duquel, à cette latitude, elle disparaît complètement.

A l'extrémité SW des Kem-kem, l'oued el Hammouid entaille à nouveau la table hamadienne jusqu'au Crétacé inférieur marnogréseux, fossilifère dans la région de la gara Tabroumit². Enfin, toute la bordure des Kem-kem (le kreb) vers l'W et le N, depuis

1. R. LAVOCAT : *loc. cit.*

2. R. LAVOCAT : Les gisements de Vertébrés crétacés du Sud marocain. *C. R. somm. S. G. F.*, 1949, p. 125-126.

la gara Tabroumit jusqu'à Taouz, offre l'occasion d'observer d'importants phénomènes morphologiques, dont les plus remarquables sont l'exhumation par l'érosion de toute une gamme de reliefs appalachiens antécétacés, et un renversement progressif du drainage par un réseau obséquent de ravins et d'oueds descendant vers le bas pays, ététant les grandes vallées conséquentes du plateau.

C. Arambourg. — *Numidocapra crassicornis*, *Nov. Gen., Nov. sp.*, un *Ovicapriné* nouveau du *Villafranchien* constantinois.

Parmi le matériel recueilli au cours de l'automne 1948 dans le gisement villafranchien de l'Aïn Hanech, aux environs de



Numidocapra crassicornis, fragment de crâne vu de profil et de face.

S 1, suture coronale ; S 2, suture métopique ; Orb., orbite. Réduit à 1/5.

Saint-Arnaud (Constantine), figure un élément entièrement nouveau de la faune africaine disparue. Le type (Coll. Paléont., 1949-2-772) est une portion d'arrière-crâne de Ruminant, com-

prenant, avec la région pariétale, une partie des frontaux munis de grandes chevilles osseuses. Ces dernières, de section ovale, sont remarquables par leur robustesse, leur longueur, leur forme recourbée en avant et leur semi-parallélisme, au moins dans leur portion inférieure. Elles sont en outre très rapprochées, leur écartement n'étant que de 10 mm à la base et de 33 mm à 16 cm de leur insertion ; aussi est-il vraisemblable que les étuis cornés qui les recouvraient devaient être si rapprochés qu'ils étaient peut-être soudés sur une certaine hauteur. Les pointes sont légèrement dirigées en dehors par suite d'une légère torsion homonyme.

Les orbites, dont il subsiste celle de droite, sont peu saillantes ; les chevilles de cornes naissent directement au-dessus d'elles et leur base est en continuité, suivant une surface régulière, avec le bord orbitaire. Enfin, le plan de la face est très fortement incliné sur celui de la région pariétale, ce qui correspond à une flexure de l'axe crânien supérieure à 90°.

Les dimensions principales sont les suivantes (en mm) :

Longueur de l'arrière crâne	80
Largeur en arrière des cornes	130
Demi-largeur extraorbitaire	94
Longueur de la cheville droite	380
Diamètre de la cheville à la base	80 × 57

Ces caractéristiques, notamment la forte flexure crânienne, la position et le départ des chevilles osseuses, sont celles des Ovicaprinés, et, dans la nature actuelle, ce n'est que parmi les genres *Capricornis* ou *Nemorhaedus* que l'on rencontre des formes, telles que le Tahar de l'Inde, qui pourraient en être rapprochées d'après la disposition de leurs cornes presque rectilignes et peu écartées. Parmi les formes disparues, Stehlin (1923) a décrit sous le nom de *Procamptoceras brivatense* un Ovicapriné du Villafranchien de Senèze (Haute-Loire) qui ressemble à certains égards à notre fossile ; mais ce dernier s'en distingue, comme d'ailleurs de toutes les formes vivantes précitées, par ses cornes beaucoup plus massives, plus longues, plus rapprochées à la base, et par leur légère torsion homonyme.

Ce nouvel élément de la faune villafranchienne de l'Afrique du Nord est le plus ancien Ovicapriné fossile reconnu jusqu'ici dans ce pays. Sa découverte confirme les rapports biogéographiques que j'ai eu déjà l'occasion de signaler, entre les faunes fossiles d'Afrique et celle de l'Inde.

P. et L. Russo. — *Un modèle d'hydrogéologie jurassienne : Saint-Rambert-en-Bugey (Ain)* ¹.

D. Mongin. — *Sur la présence du Burdigalien moyen dans la région de Fontvieille (Bouches-du-Rhône).*

Jusqu'à ce jour, la présence du Burdigalien moyen, sables verts à *Chlamys Davidi* FONT., n'a jamais été signalée dans les environs de Fontvieille. Mieux, en 1932, Ch. Combaluzier ² écrit que ce niveau rapporté par lui au Burdigalien inférieur disparaît complètement dans la partie occidentale des Alpilles.

Cependant, j'ai retrouvé le Burdigalien moyen en plusieurs points de cette région où il offre un développement variable.

Sur le flanc N de l'anticlinal hauterivien des Grottes d'Aubert-Défends de Sousteyran, la base de la molasse, exploitée autrefois, est visible sur la bordure S des carrières le long d'un petit chemin. L'étage y débute par un conglomérat à gros galets crétacés et des calcaires grumeleux passant latéralement à des sables jaunâtres pétris de *Lithothamnium*. Ce niveau, contenant *Pecten pseudo-Beudanti* DEP. ROM. et *Chlamys Haueri* MICH., représente le Burdigalien moyen réduit ici à 1 m d'épaisseur. Il est surmonté par la molasse du Burdigalien supérieur dont les bancs plongent faiblement vers le N sous la vallée de Fontvieille.

Vers l'E, aux Clapiers, la base de la transgression est encore marquée par un conglomérat à galets crétacés verdés de 0,5 m d'épaisseur surmonté par 1 m de grès grossiers à *Lithothamnium* et *Chl. Haueri* MICH. sous la molasse blanche.

Dans la vallée du torrent d'Auge, au N du château d'Estoublon ³, sous le Burdigalien supérieur à pendage S, on retrouve 10 m de grès grossiers jaunes pétris de *Lithothamnium*, débutant également par un conglomérat à galets verdés. Ceux-ci reposent en concordance sur des poudingues bégudiens à pendage S.

Plus à l'E, le vallon de Courthézon où les couches plongent alors vers l'W nous présente un Burdigalien très complet : à la base, un épais niveau de galets de quartz verts (ou roses par altération), contenant des intercalations de grès fins, mesure une dizaine de mètres d'épaisseur. Au-dessus, le faciès classique des sables verts glauconieux se développe dans tout le vallon et monte jusqu'au point 157,1. Ils renferment de nombreux individus de *Chlamys Davidi* FONT., *Pecten valentinensis* FONT., *Pecten subbenedictus* FONT. et des *Lithothamnium*. Cet affleurement, d'une vingtaine de mètres

1. Cette note avec 2 figures est destinée au *Bulletin*.

2. Le Miocène de Basse-Provence. Thèse Paris, p. 56.

3. Voir plans directeurs au 1/20.000^e : Eyguières I, Châteaurenard 6.

d'épaisseur, jusqu'alors inconnu, est cependant le plus important gisement provençal des sables verts à *Chl. Davidi*.

En outre, il faut signaler que *Pecten subbenedictus* FONT. se trouve ici à tous les niveaux des sables, alors que dans la vallée du Rhône il caractérise un banc distinct à la partie supérieure du sous-étage. Sur le Burdigalien moyen, la mollasse blanche d'une épaisseur de 40 m constitue les crêtes qui dominent le vallon (Mont-Paon).

Ces 4 coupes nous montrent le Burdigalien moyen de l'extrémité occidentale des Alpilles, d'abord très réduit dans les carrières de Fontvieille et aux Clapiers (1 m), puis devenant beaucoup plus épais à Estoublon (10 m) et à Courthézon (20 m), tandis que les grès grossiers jaunâtres littoraux font place à des sables glauconieux plus profonds et plus fossilifères. Ces variations de faciès indiquent que le premier niveau de la transgression burdigalienne s'est déposé sur les Alpilles suivant la topographie anté-miocène de la chaîne : une dépression sous-marine plus profonde à Courthézon lui a permis une accumulation importante des sables verts en ce point, tandis que les régions de Fontvieille, des Clapiers et d'Estoublon se trouvaient sur des hauts-fonds. Il en est de même pour les affleurements des Baux où le Burdigalien moyen est réduit à quelques mètres de grès grossiers sur le conglomérat à galets locaux.

La région de Fontvieille est encore intéressante à d'autres titres. Les affleurements burdigaliens s'y présentent sous la forme d'un large synclinal orienté EW à faible pendage sur le flanc S (carrières) et plus redressé sur le flanc N (Mont-Valence et Mont-Paon). La région axiale, dont le centre est occupé par des éboulis et des alluvions sableuses est largement ouverte vers l'W, mais elle se ferme périclinalement vers l'E, à Courthézon, où les bancs burdigaliens ont un net pendage vers Fontvieille.

En outre, nous avons noté, à Estoublon, un gauchissement des séries inférieures, les faisant basculer vers le S avec le Bégudien, tandis que la mollasse, plus massive, reste subhorizontale en se fissurant sur place. A l'entrée du vallon de Courthézon également, on peut observer un compartiment de mollasse effondré entre deux failles.

Ces deux détails font partie d'un réseau de cassures non signalées sur la carte d'Avignon, qui montrent qu'à la fin du Miocène la vallée de Fontvieille s'est affaissée par un jeu de gauchissements et de failles de bordure.

J. Pillet. — *La faune des schistes, calcschistes et grauwackes d'Angers*¹.

J. Debelmas. — *Sur la présence de fossiles pyriteux dans le Berriasien du massif de la Grande Chartreuse, près de Grenoble.*

Dans les environs de Grenoble, les exemples de fossiles pyriteux, notamment d'Ammonites, sont très rares dans le Berriasien. Ils ont été signalés une seule fois par M. Breistroffer dans la bordure N du Vercors, près du fort de Comboire, où cet auteur a récolté une faunule d'Ammonites.

J'ai retrouvé ce faciès pyriteux au même niveau en Chartreuse, dans les environs de Sarcenas. Le gisement se trouve en bordure de la route allant de ce village au col de Clémencières, à 200 m à peu près au S du ruisseau de Sarcenas. En ce point, des ravinements récents ont mis à nu, sur le bord et au-dessus de la route, de grandes dalles calcaires gris-bleuâtres, inclinées comme la pente du terrain, à surface craquelée caractéristique, séparées par des assises plus marneuses où se trouvent les fossiles pyriteux.

Ces fossiles sont surtout des Ammonites² : *Ptychophylloceras semisulcatum* d'ORB. sp., *Phylloceras perlobatum* SAYN, *Holcophylloceras berriasense* PICT. sp. (= *Phylloceras calypso* AUCT.), *Neolissoceras grasianum* d'ORB. sp., *Protetragonites quadrisulcatus* d'ORB. sp., *Berriasella* sp. juv. ind., auxquelles il faut ajouter : un Gastéropode indéterminable, un calice de Crinoïde, un céphalothorax avec restes de pinces d'un Crustacé voisin du genre *Eryma*.

E. Boureau et Th. Monod. — *Sur l'âge des couches à Ficoxylon creta-ceum SCHENK en Afrique.*

L'étude des divers gisements africains du *Ficoxylon creta-ceum* SCHENK conduisait à faire considérer ce bois fossile comme étant essentiellement tertiaire. Il fut signalé surtout en Egypte, dans la Syrie, à Mâaten Risâm et en Tunisie. Les gisement datés avec certitude étaient les suivants :

Forêt pétrifiée du Caire : Oligocène inférieur ; Ouadi Giafara : Oligocène inférieur ; entre le Caire et Suez : Oligocène inférieur ; à l'W de la Pyramide de Giseh, Kom el Chaschab :

1. Cette note avec une planche et 2 figures est destinée au *Bulletin*.

2. Ces déterminations sont dues à M. BREISTROFFER, que je remercie de son concours.

Oligocène supérieur ou Miocène inférieur : Ouadi Faregh : Miocène inférieur ; Abu Roasch : Miocène inférieur ; Bir Lebuk : Miocène inférieur.

Cette même espèce vient d'être signalée par l'un de nous ¹ dans le Sahara soudanais à El Mraïti, entre Araouane et Mabrouk, dans l'Azaouad. Il s'agit des échantillons 5910 et 5912 de la collection Monod. D'après les observations du collecteur, l'ensemble des grès d'El Mraïti appartiendrait à peu près certainement au Continental intercalaire. La limite, toutefois, du Continental terminal doit être très proche d'El Mraïti vers le S et comme les échantillons ont été récoltés à la surface du sol, rien n'empêche de penser qu'ils peuvent provenir de couches tertiaires voisines ou même de couches tertiaires localement disparues. On ne doit cependant pas exclure l'hypothèse selon laquelle les *Ficoxylon* d'El Mraïti pourraient également provenir d'un Crétacé supérieur continental antérieur à la transgression marine maestrichtienne.

Un fait nouveau vient de compléter la répartition verticale de ce bois fossile qui se montre plus étendue qu'on ne le supposait. Les couches daniennes d'Asselar à ossements de Crocodiliens et à dents de *Ceratodus* trouvées également en place, ont livré deux bois dont l'un a été sommairement décrit et figuré par Saint-Laurent ² et non déterminé scientifiquement. Or, il s'agit également dans les deux cas du *Ficoxylon cretaceum* SCHENK (échantillons Monod : 6025-1 et 6025-2).

C'est un fait qui rend alors plausible l'existence de cette même espèce fossile dans le Gebel Garra, à l'W d'Assouan (?), dans des couches attribuées au Sénonien inférieur, mais dans un gisement très incertain dont on ne devait pas tenir compte ³.

La répartition verticale connue avec certitude du *Ficoxylon cretaceum* SCHENK s'étend donc maintenant du Danien au Miocène inférieur.

M. Vigneaux et A. Magne. — Contribution à l'étude du Néogène de la région de Saint-Léger (Gironde).

Lorsque l'on consulte la feuille géologique au 1/80.000^e de La Teste de Buch (n° 191), on remarque qu'à Saint-Symphorien, dans le lit du ruisseau de la Hure, affluent de gauche du

1. Ed. BOUREAU : *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat.*, 2^e sér., t. XXI, n° 2, 1949.

2. In Th. MONOD, 1939 : *Rev. Géogr. Phys., Géol. Dyn.*, vol. XII, fasc. 4, p. 461-78, pl. I, fig. 1, 2 et 3.

3. R. KRAUSEL, 1939 : *Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math.-Naturw. N. F.* Heft 46, p. 30.

Ciron, sont indiqués des affleurements helvétiques s'arrêtant brusquement à la limite de la feuille, ceux qui leur font suite sur la feuille de La Réole (n° 192) étant considérés comme burdigaliens.

Frappés de cette anomalie et voulant préciser les limites de ces formations, nous nous sommes rendus sur place, en particulier au lieu-dit « Moulin du Rossignol ». Sur la rive gauche du ruisseau, se dresse une falaise d'une hauteur approximative de 5 m, constituée par un calcaire dur, concrétionné, se délitant facilement, dans lequel les fossiles sont, pour la plupart, réduits à l'état de moules internes. Dans le lit même du ruisseau, vers l'aval du moulin, des rochers de même nature ont été repérés.

Nous avons récolté un important matériel qui nous a permis de reconnaître que l'Helvétien se continuait jusqu'à Saint-Léger par des calcaires coquilliers détritiques attribués par Répélin en 1906¹ au Burdigalien ; le faciès de ces calcaires est comparable à celui des affleurements de Saint-Symphorien.

Voici d'ailleurs la liste des principaux fossiles que nous avons pu déterminer dans le gisement étudié par cet auteur :

— Mollusques : **Megacardita Jouanneti* BAST., **Azinea bimaculata* POLI, **Flabellipecten flabelliformis* BROCCHI, **Amussiopecten vasatensis* (BEN.) C. P., **Aequipecten vasconiensis* C. P., **Aequipecten pinorum* C. P.², *Gryphaea gryphoides* SCHL., *Gryphaea gryphoides* var. *gingensis* SCHL.³, *Ostrea digitalina* DUBOIS.

— Bryozoaires : **Steganoporella elegans* M. E. var. *rectangularis* VIGNEAUX, *Hemismittina regularis* REUSS, **Smittina stricta* VIGNEAUX, *Adeona Heckeli* REUSS, **Duvergieria patens* DUVERGIER, **Hippoporidra Barrerei* DUVERGIER.

Les caractères de cette faune prouvent, sans doute possible, son âge helvétique. Les espèces marquées d'un astérisque lui appartiennent typiquement ; les autres, bien qu'ayant été rencontrées dans d'autres horizons géologiques, s'y trouvent toutes également, en particulier à Salles (Gironde).

Au delà de Saint-Léger, ces calcaires fossilifères s'enfoncent sous le « Sable des Landes », ce qui ne permet pas, jusqu'à présent, de relier l'Aquitainien de Villandraut à l'Helvétien de la région étudiée.

1. REPÉLIN J. : Bull. Serv. Carte Géol. Fr., C. R. Collaborateurs 1906, Feuille de La Réole, t. XVII, n° 115, 1907, p. 97-98.

2. C'est vraisemblablement cette espèce, de beaucoup la plus commune, que Répélin a rapportée au *Pecten fraasi* Fuchs.

3. *Gryphaea gryphoides* et sa variété *gingensis* existent également dans le Burdigalien, mais ce n'est qu'à l'Helvétien qu'elle prend la taille gigantesque atteinte, par les individus recueillis à Saint-Symphorien et à Saint-Léger.

G. Gardet. — *Sur la présence de dépôts glaciaires à Saint-Martin-en-Coailleux (Loire).*

Il ne semble pas que des vestiges de formations glaciaires aient été identifiés jusqu'à ce jour sur les pentes N et NW du massif du Pilat (1.434 m) ; du moins, la 2^e édition de la feuille de Saint-Étienne (1938) n'en porte aucune trace. Cependant, à Saint-Martin-en-Coailleux, au S de Saint-Chamond, le replat sur lequel est bâti le village et installé le cimetière ne peut se justifier que par le maintien d'une couverture hétérogène ayant protégé de l'effet destructif de l'érosion les « Micaschistes de Saint-Étienne », plongeant fortement en direction N sur la vallée du Gier.

Ces micaschistes sont visibles dans la montée directe et accentuée de la Renauderie au village, mais, sur le chemin d'accès normal contournant en direction W la butte de Saint-Martin, ces assises sont progressivement masquées par des éboulis puis des matériaux en place parmi lesquels on distingue : fragments anguleux de roches diverses ; gneiss et granites gris en blocs de toutes dimensions, parfois volumineux (près de 50 cm de diamètre), arrondis sur les angles. Le tout est emballé dans des boues siliceuses très fines, de couleur claire, complètement durcies.

Il ne fait aucun doute que l'on se trouve ici en présence d'un matériel d'apport présentant toutes les caractéristiques d'un dépôt désordonné d'origine glaciaire, dont il ne subsiste que des traces : ce serait un fragment enraciné d'une moraine frontale ayant barré à un moment donné la haute vallée du Gier à hauteur de Saint-Martin, dont on pourrait pouvoir trouver une réplique sur la rive gauche de la vallée un peu au S d'Izieux.

Dans une montée directe au Pilat par Saint-Martin, Chavanol, le Planil et le flanc NW de la cote 1307, je n'ai trouvé aucune trace de dépôts semblables, mais il est vrai que les chemins routiers et les sentiers se situent sur le versant NW de l'éperon qui, partant de la Jasserie, se dirige sur Saint-Martin, jalonné, depuis le Planil, par les cotes 930, 836, 668, 651, 610. Je n'ai rencontré également en cours de montée aucun affleurement granitique, mais la carte signale des granites migmatiques vers « la Farra » (S de Sagnes), c'est-à-dire en tête du vallon issu des cotes 1370 (Bois Grèze), 1240 (Petite Chauxmienne), lequel vient confluer avec le Gier naissant à hauteur de Sagnes. C'est de cette zone cristalline que proviennent vrai-

semblablement les blocs roulés, granito-gneissiques, du cimetière de Saint-Martin.

La hauteur de ces vestiges glaciaires, au-dessus de la vallée du Gier, m'apparaît être de l'ordre de 150-200 m. Il s'agirait donc d'une vieille glaciation dont les éléments constitutifs se seraient conservés en bon état de fraîcheur grâce aux boues enrobantes, très fines, remarquablement consolidées, rendant la masse peu perméable aux eaux pluviales.

Que des glaciations quaternaires aient contribué à profondément sculpter les flancs N et NW du Pilat, cela ne semble faire aucun doute ; il suffit, pour cela, de contempler la haute vallée du Gier depuis Saint-Martin, ou le sommet de la cote 610, pour s'apercevoir immédiatement qu'une succession de replats caractéristiques ne peut s'expliquer par des données tirées exclusivement de la stratigraphie : ce ne sont pas des replats d'ordre structural, mais bien des replats d'érosion datant les phases successives de l'encaissement du Gier dans le sillon houiller.

Au reste, en cette fin de mars 1949, le Pilat était complètement débarrassé de sa couverture neigeuse, mais, avec M. Cazot, mon guide bienveillant, j'ai noté vers 1.200 m, entre la Jasserie et la Roche, en un point déboisé où la pente est accusée, la persistance d'un petit champ de glace emprisonnant de jeunes résineux en partie déracinés ; les bruyères étaient complètement couchées vers l'aval. Ce qui persiste temporairement à l'heure actuelle, en période hivernale adoucie, a dû se produire en grand, lors des principales phases glaciaires du début du Quaternaire.

G. Corroy et D. Mercier. — *Le chaînon du Regaignas, au S du bassin d'Aix.*

Le chaînon du Regaignas, entre l'Olympe et l'Etoile, comprend en réalité deux ensembles jurassiques, séparés par un synclinal sénonien étiré et faillé¹.

1° La terminaison occidentale du pli couché de l'Olympe montre un exemple des plus beaux ennoyages provençaux, par sa soudaineté. L'Infra-Lias de la charnière, dédoublée au Pas de la Couelle par une petite faille d'effondrement dans l'axe du pli, et déjeté sur le Crétacé supérieur de Trets, se redresse rapidement.

Au SE de la route Saint-Zacharie-Trets, le Lias, puis le

1. Voir C. R. sommaire S. G. F., 1949, p. 172.

Dogger l'enveloppent, cassés néanmoins sur leur bordure septentrionale et méridionale. Dès l'amont du Val de Baume-Nègre, le Séquanien réduit est entouré périelinalement par un dôme kiméridgien, transgressé à l'E par le Sénonien de Pinchinier, et au S par l'Oligocène de Saint-Zacharie.

2° Le Regaignas lui-même est isolé de la colline précédente par une bande étroite de Santonien (100 m de largeur en moyenne) et qui passe immédiatement en bordure N du Signal (715,7). Il correspond à la prolongation du dôme kiméridgien, elliptique, avec taches bauxitifères, d'une part à l'amont du vallon de Bourilly, au SW de la Sérignane, d'autre part à l'aval du vallon de l'Homme-Mort, au N du Pigeonnier.

Sur le flanc N, les séries plongent régulièrement vers le bassin lignitifère de Trets-Fuveau, sans aucun accident. La transgression sénonienne recouvre le Jurassique supérieur depuis le Pas de la Couelle à l'E jusque la Pomme à l'W. Le Campanien à son tour enveloppe tout l'ensemble, suivi du Maestrichtien. Il n'en est pas de même du flanc S, accidenté de failles nombreuses et d'effondrements plus ou moins marqués. Au N de Pinchinier, trois failles compartimentent : *a*) la série santonienne qui passe au Signal ; *b*) une languette campanienne vers le Boutot ; *c*) une autre languette kiméridgienne-santonienne vers les Giboys. Aux environs des Boyers, la voûte du Regaignas qui s'abaisse jusque vers la cote 280, se casse à nouveau (vallon de la Baronne), enserrant un synclinal de calcaires à Hippurites coincé entre deux failles. Aux Moustiers, un accident perpendiculaire à l'axe, effondre un petit compartiment de Santonien.

Toutes ces failles, plus ou moins en coulisses, abaissent en escaliers toute une série de compartiments d'abord jurassiques, puis crétacés.

Enfin, après deux rejets de détail au NE d'Encrimaud, la grande faille classique de la Pomme affecte le flanc S du pli, et met en contact la base d'une falaise jurassique — de 100 m de hauteur moyenne — avec le Crétacé des Gorguettes.

En résumé, le Regaignas correspond à un dôme elliptique kiméridgien, effondré obliquement dans la partie orientale de sa charnière (Sénonien effilé du Signal) et cassé dans sa partie orientale (faille de la Pomme). Au N, le Jurassique s'enneie très normalement sous le bassin lignitifère de l'Arc. Au S, un jeu de failles en coulisses l'accidente maintes fois en bordure du synclinal campanien effondré de la Bouilladisse.

E. Stretta. — *Précisions stratigraphiques sur le substratum jurassique des Hauts-Plateaux marocains (Région d'Oudjda).*

Dans une note précédente¹ nous avons brièvement exposé les faits nouveaux acquis dans la connaissance structurale de la zone N des Hauts-Plateaux. Les recherches entreprises apportent d'autre part des renseignements stratigraphiques complémentaires sur les séries liasiques recouvertes par les matériaux de comblement du Miocène lagunaire et continental.

Il s'agissait particulièrement de reconnaître la valeur de l'érosion ante-miocène dans un secteur où la présence supposée du Lias calcaire, à 100 m environ de profondeur, constituait une ressource aquifère très importante.

Les sondages artésiens de l'Aïn Tabouda (803,8-389,6) entre la terminaison W des Monts algériens du Sidi El Abed et la bordure jurassique du bassin de l'Oued El Haï au Chebket Bel Abbès (781,8-391,9) ont confirmé nos premières études.

Nous donnons ci-après la coupe du forage n°s 14-18 de l'Aïn Tabouda.

- de 0 à 9,20 : Argile rougeâtre avec intercalations de gypse et de calcaire lacustre à grain fin ;
- de 9,20 à 103,40 : Formation argilo-sableuse ocre, compacte, avec bancs de galets, de conglomérats, et quelques intercalations gréseuses ;
- de 103,40 à 139,5 : Calcaire lithographique blanc-crème, compact avec zones de recristallisation et section de Nérinées ;
- de 139,50 à 143,5 : Formation calcaréo-marneuse grise ;
- de 143,50 à 159 m : Marne rougeâtre et jaune ;
- de 159 m à 179,5 : Calcaire dolomitique gris-blanc à grain fin, faiblement fissuré ;
- de 179,50 à 201,30 : Couches alternées de dolomie fines grisâtres et de bancs marneux jaunâtres ;
- de 201,30 à 212 m : Dolomie gris-rose à grosse cristallisation.

Malgré l'absence d'éléments fossilifères déterminables, on peut admettre que la série jurassique débute à 103,40 m de profondeur par un calcaire lithographique blanc-crème, à veinules de calcite finement cristallisées, de texture analogue aux affleurements de calcaires aaléniens du Jebel Mejroub à Djérada. Le niveau rougeâtre sous-jacent peut être assimilé aux argiles et conglomérats rouges du Toarcien, présents à la

1. C. R. somm. S. G. F., mai 1949, p. 213-215.

fois dans la série jurassique de Djérada et dans celle du Sidi El Abed, où G. Lucas ¹ a souligné le caractère transgressif de cette formation. Enfin la véritable dolomie blanche ou grise à gros cristaux, avec quelques intercalations marneuses débute à 159 m, annonçant la partie terminale du Domérien, généralement fissurée et aquifère, à peine effleurée au cours du forage.

Cette coupe présente une analogie frappante avec celle de Guéfait (777,0-408,2) à l'W de Djérada, reconnue par M. l'Abbé Dubar au cours d'une de ses missions ², et comprenant de haut en bas :

— Des calcaires lithographiques blancs-crème à Nérinées de l'Aalénien sur 20 à 150 m de puissance selon l'attaque de l'érosion.

— Des marnes grumeleuses rouges et gris-verdâtre constituant le niveau repère, probablement toarcien, sur 15 m environ.

— Des calcaires et dolomies à lits marneux, ou des calcaires et marnes à *Durga*, *Perna*, etc..., avec lentilles récifales sur 20 à 25 m.

— Une série importante de dolomies et de calcaires grossiers à silex et Polypiers silicifiés se raccordant à un niveau fossilifère domérien relevé dans le même secteur.

Une série stratigraphique identique se retrouve dans la coupe du forage n^{os} 15-18 de Sidi Daoud (807,2-389,6), à 5 km au SW du précédent, à une cote absolue sensiblement équivalente, établissant ainsi l'existence certaine de la série liasique sous les surfaces tabulaires de la région de Berguent.

Le calcaire blanc à Nérinées de l'Aalénien, en continuité probable avec le Bajocien, avait été également reconnu sur 200 m de puissance par les anciens forages des sources de Berguent.

Cet ensemble de documents apporte une preuve supplémentaire à l'hypothèse de la liaison du massif jurassique du Sidi El Abed avec les dolomies du Lias inférieur de la Chebka Merija, à 35 km à l'W de Berguent.

R. Karpoff. — *Sur quelques laves interstratifiées dans le Pharusien de l'Adrar des Iforas (Sahara soudanais).*

Dans le grand affleurement de terrains antécambriens qui constitue l'Adrar des Iforas au Sahara soudanais, existent des coulées de laves vertes, des cinérites, des brèches et des conglo-

1. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 2^e s., n^o 16, 1942.

2. Rapport non publié. Archives du Service Géologique du Maroc.

mérats associés à ces laves¹. Le mode de gisement de toutes ces roches est particulier : elles sont *interstratifiées* dans des roches plus ou moins métamorphiques d'origine sédimentaire.

Les laves et roches associées apparaissent dans les régions orientale, centrale et occidentale de l'Adrar des Iforas.

Dans la région *orientale*, elles constituent un premier gisement d'une grande valeur stratigraphique au S du puits d'In Abalène où, avec leur couleur verte normale, elles sont interstratifiées dans le conglomérat pharusien tout près de sa discordance de base sur le Suggarien. A cet endroit, la discordance a été emportée par l'intrusion du granite hyperalcalin à amphiboles sodiques d'In Abalène-Tin Essalag, qui a provoqué l'apparition d'un métamorphisme à biotite dans le conglomérat de base.

On n'observe plus de laves vertes interstratifiées en suivant la discordance pharusienne vers le S ou vers le N, mais on les retrouve dans l'Oued Tin Elhaoua et dans l'Oued Tin Zaouatène (rive gauche surtout), à une quinzaine de km en aval du poste ; des laves, des brèches et des cinérites schisteuses affleurent sur une grande étendue au milieu d'une région de micaschistes, de gneiss et de granites pharusiens. Ces laves correspondent, à peu de chose près, à la retombée anticlinale orientale d'un puissant niveau lenticulaire de conglomérats interstratifiés dans le Pharusien à 8 et 9 km en amont du poste de Tin Zaouatène où ils ont été reconnus jadis par R. Chudeau².

Vers le *centre* de l'Adrar, un affleurement de laves à niveaux conglomératiques est coupé par le granite de l'Adrar Mariouet. Ce gisement de roches vertes plissées a une forme elliptique qui suggère une disposition synclinale ; dans les conglomérats, on remarque la présence de galets de quartzites et de gneiss, identiques aux quartzites et aux gneiss en place dans le Suggarien avoisinant.

Dans la région *occidentale* de l'Adrar, existent localement de grandes étendues de laves vertes accompagnées de brèches, de cinérites transformées en schistes multicolores, de conglomérats. Cette série est particulièrement puissante à Tessalit où elle est coupée par un granite hyperalcalin à aegyrine et riebeckite ; elle forme une bande de terrains orientés NNE-SSW qui passe entre Tirst et Tadjnout vers le N et atteint l'Oued Abanko vers le S. Elle se retrouve sporadiquement plus au S encore, à 6 km à l'E d'Aguelhoc et le long de l'Oued Rataï ; aux Oueds Acharabba, Tadjmart, Telrecht, coupée par des granites, elle atteint encore près de 700 m de puissance. A une vingtaine de km à l'W de Tessalit, les laves et les brèches forment une large et basse ligne de collines allant des Adrars Tidjezzal-Imeddène au N jusqu'à l'Oued Afara-Torraït

1. R. KARPOFF : Stratigraphie de l'Antécambrien au Sahara. Le Nigritien *CR. Ac. Sc.*, t. 223, 1946, p. 428-429.

2. Excursion géologique au Sahara et au Soudan. *B. S. G. F.* (4), VII, p. 319-349, 1907.

au S. Enfin, une série de laves, de conglomérats et de schistes à bancs de cipolins, se retrouve en amont de Tahort jusqu'à l'Adrar Tisset où des microgranites à riebeckite coupent la limite orientale de la série.

Au point de vue pétrographique, les laves et le ciment des conglomérats ont presque toujours la composition d'*andésites* altérées ; ce sont des roches à épidote, chlorite, calcite et fond plagioclase à magnétite, dans lesquelles on trouve quelquefois des cristaux d'oligoclase-andésine et des « squelettes » altérés à contours d'anciens cristaux d'amphibole. Les dacites ou les rhyolites sont plus rares ; les cinérites sont transformées en schistes à séricite ou muscovite (Tessalit, O. Tahort en aval d'Abricha). Le métamorphisme a peu affecté ces séries, sinon dans l'O. Amacharchar ou dans la plaine entre Tessalit et l'Adrar Imeddène où apparaissent des amphibolites et des gneiss à galets. La plasticité relative de toutes ces roches est mise en évidence par une tectonique assez complexe de détail.

En résumé, des coulées de laves plissées s'intercalent dans l'Antécambrien de l'Adrar des Iforas ; apparaissant sporadiquement au gré des éruptions, leur épaisseur varie de quelques mètres à plusieurs centaines, sinon au millier, de mètres. Ces coulées, principalement formées d'*andésites*, sont accompagnées de cinérites, de brèches éruptives et de conglomérats. Dans la partie orientale de l'Adrar, elles ont pu être datées auprès d'In Abalène où *elles sont interstratifiées dans des sédiments pharusiens métamorphiques, au voisinage immédiat de la base de ce système.*

Les roches volcaniques vertes sont totalement inconnues dans le Suggarien ou dans le Nigritien.

S. Caillère et F. Kraut. — *Sur la présence de la magnétite dans le minerai oolithique de Nucice (Tchécoslovaquie)*¹.

J. Durand. — *Formation de la croûte gypseuse du Souf (Sahara).*

Le Souf offre la particularité de permettre d'observer une croûte d'imprégnation en cours de formation. Le profil général du sol lorsqu'il a atteint son complet développement est le suivant :

Sous un mince voile de sable éolien, se trouve une croûte dure (0,6 à 1,5 m) formée par un enchevêtrement de gros cristaux de gypse développés dans le sable et englobant les grains à la manière d'un ciment.

1. Cette note avec 2 figures et une planche est destinée au *Bulletin*.

Au-dessous, couche de sable blanc d'épaisseur variable (1 à 2 m) à stratification entrecroisée, traversée par de nombreuses racines gypsifiées.

A la base, couche de sables plus fins, jaune roux, contenant, eux aussi, des racines gypsifiées.

Les quelques variantes que présentent les diverses coupes portent sur l'épaisseur de la croûte, l'épaisseur des sables et la présence ou l'absence d'un horizon de gley à la base des sables blancs.

L'histoire de la nappe phréatique et l'observation de la culture du palmier montrent que cette croûte se forme *per ascensum*.

Il y a un peu moins d'un siècle, le niveau de la nappe phréatique était beaucoup plus élevé qu'aujourd'hui. La multiplication des palmiers a provoqué une baisse importante qui a failli devenir catastrophique durant les dernières années de sécheresse. Cette baisse de la nappe est attestée aussi bien par les vieux indigènes que par les palmiers. La tradition veut en effet que les « djebbars » ou rejets des palmiers soient plantés dans les excavations atteignant la terre humide. Tandis que maintenant des fosses de 4 m de profondeur sont nécessaires ; les vieux palmiers ont été placés dans des trous juste suffisants pour dépasser la croûte ; on peut être sûr qu'il y a 70 à 80 ans (âge approximatif de ces palmiers) la terre humide se trouvait immédiatement sous cette croûte et par conséquent que la nappe était presque en surface.

D'autre part, la tradition veut que les palmiers soient fumés tous les 15 à 20 ans par un mélange d'excréments de chameaux et de sable, d'où les cristaux de gypse sont éliminés. Comme à la fumure suivante, le fellah doit à nouveau trier le sable qu'il retire pour enlever les concrétions gypseuses, on est assuré que ces concrétions se forment encore actuellement et que leur formation demande une quinzaine d'années en ces points précis où les racines prennent l'eau nécessaire à la transpiration des arbres.

Enfin, la coupe des jardins creusés depuis quelques années révèle en surface l'existence d'une couche de sables plus ou moins consolidés par du gypse.

Ces diverses constatations nous permettent d'affirmer que : 1°) la croûte gypseuse continue à se former actuellement (concrétions gypseuses formées sous les palmiers et couche de sables consolidés par le gypse à la surface des sols des jardins récents) ; 2°) les conditions de formation de la croûte sont : forte évaporation et présence d'une nappe phréatique suffisam-

ment superficielle pour que l'évaporation puisse agir sur sa frange capillaire sans qu'il soit indispensable que cette nappe ait un niveau variable ; 3°) cette croûte est relativement récente, les conditions du 4^e pluvial n'étant pas favorables à sa formation.

Par extension, ces observations confirment l'hypothèse de M. Del Villar, concernant les croûtes calcaires d'imprégnation qui se formeraient dans des conditions identiques.

Il semble bien que Flamant parlait d'une croûte de même formation lorsqu'il disait que « la croûte est le résultat d'une incrustation superficielle par suite de l'évaporation des eaux plus ou moins salines et séléniteuses qui suintent dans les capillaires ».

L. David. — *Quelques Bryozoaires nouveaux du Miocène du Gard et de l'Hérault*¹.

G. Astre. — *Pliocène marin sous les limons de Salses*².

Y. Boisse de Black du Chouchet. — *Origine du lac des Bondes (Cantal) et géologie de ses bords.*

Le lac des Bondes est situé entre Riom-ès-Montagnes et Marchastel, sur le plateau qui sépare les vallées de la Petite Rhue et de la Véronne. La carte géologique de Mauriac n'indique que des gneiss sur ses bords bien qu'il soit entouré de terrains variés.

Il occupe une dépression SE-NW creusée dans des gneiss, remarquables par leur très large cristallisation. Les cristaux d'orthose de 6 à 8 cm de long alternent avec de gros cristaux de quartz, de nombreuses lamelles de biotite et quelques-unes de muscovite. Ces gneiss bordent le lac au S. A l'E, entre le Taphanel et le bord du lac, le gneiss est recouvert par un conglomérat andésitique contenant la plupart des laves du Cantal : andésites des sommets, basaltes porphyriques, etc. Mais sur le bord N du lac, le chemin qui relie le Taphanel aux Bondes tourne brusquement au NW, et à partir de ce coude il est établi sur une coulée de basalte de 1.100 m de long et de 50 à 100 m de largeur, formant une sorte de chaussée-digue qui a barré le lac sur toute sa longueur au NE. De chaque côté de cette chaussée affleure le gneiss à gros cristaux. La coulée de basalte est découpée en prismes verticaux de 30 à 40 cm de diamètre. Elle s'est répandue évidemment dans un ancien lit de ruisseau, et,

1. Cette note avec une planche est destinée au *Bulletin*.

2. Cette note est destinée au *Bulletin*.

comme elle s'abaisse et s'amincit vers le NW, il est logique de supposer qu'elle provenait d'un évent volcanique situé au SE, de l'autre côté de la Petite Rhue.

La coulée de Caire, signalée et figurée par A. Durand¹ sur le flanc droit de la Petite Rhue à 6 km au SE, s'est aussi écoulée dans un talweg de même direction et pourrait être la partie amont de cette coulée. Il s'agit de toutes façons d'un basalte des plateaux antérieur au creusement de la Petite Rhue.

Le lac des Bondes et sa coulée bordière sont donc un vestige d'un ancien axe hydrographique SE-NW antérieur au réseau des rivières actuelles ; de même que les lacs de Mont de Bélier et des Granges près de Riom-ès-Montagnes sont aussi des vestiges des anciennes directions de drainage de cette région que j'ai signalées dans des articles antérieurs².

D'ailleurs des moraines, restes d'un glacier de plateaux qui s'écoulait vers le NW, s'observent près du lac des Bondes, entre celui-ci et le sommet 1020 au S. Il s'agit ici d'un lac de barrage volcanique d'un genre spécial, car le lac n'est pas barré à l'une de ses plus étroites extrémités, comme cela se produit généralement, mais au contraire sur sa rive la plus longue.

Ch. Thirion. — *Principales caractéristiques de l'hydrogéologie de la vallée de la Garonne entre Montréjeau et Saint-Gaudens (Haute-Garonne)*³.

La vallée de la Garonne entre Montréjeau et Saint-Gaudens, dite Plaine-de-Rivière, de tracé elliptique, est limitée vers l'aval, par le défilé de Valentine⁴.

L'imperméable de la Plaine-de-Rivière comporte du Céno-manien surtout schisteux (c^{5-4}) au N d'une droite Labarthe-de-Rivière à Gourdan-Polignan et de l'Urgonien calcaire (c) au S. L'hypothèse d'un placage de mollasses miocènes n'est pas exclue.

Le remplissage détritique de la Plaine-de-Rivière, d'origine fluvio-glaciaire, indépendamment du cône a'^{gl} de Huos, est taillé en terrasses aussi bien sur la rive droite que sur la rive gauche (a^2 de la Garonne, a'^d , a'^c). Il comporte des galets et

1. A. DURAND : Note sur le Glaciaire dans le Nord du Cantal. *Rev. Géographie alpine*, Grenoble, 1939, t. XXVII, fasc. 4, p. 861-890, 8 fig.

2. Un cas curieux et complexe d'évolution d'un réseau hydrographique en rapport avec les glaciations du Cantal. *B. S. G. F.* (5), V, 1935, p. 3.

Observations complémentaires sur les formes et dépôts de la vallée de la Petite Rhue. *Rev. Hte Auv.*, 1946.

3. Note présentée à la séance du 13 juin 1949.

4. Carte géologique au 80.000^e, feuille Saint-Gaudens, n° 241, par CAREZ VASSEUR, SAVORNIN, 1909.

sables plus ou moins boullants de granites, gneiss, quartzites, ophites, schistes, dans l'ensemble peu altérés. Sa puissance oscille entre 1 et 7 m seulement à l'aplomb de l'usine de Valentine et de son canal de fuite ¹ (a^2), par suite d'une brusque et forte remontée du Cénomaniens formant seuil souterrain. Cette puissance dépasse 19 m à l'aplomb du bassin de compensation (a^2), 20 m à la verticale de l'usine de Camon (a'^c) et 25 m, au moins, dans le niveau de Huos (a'^{gl}) et le seuil de Bazerd.

La Plaine-de-Rivière ne paraît compter qu'une grande nappe phréatique non compris celle de la terrasse supérieure a'^a non examinée. C'est à elle que font appel les nombreux puits. La nappe se situe aux profondeurs les plus faibles dans le secteur du bassin de compensation (a^2) où son toit se trouve parfois à 1 m seulement du sol en hautes eaux. Par contre, le maximum de profondeur correspond à la masse alluviale la moins affectée par l'érosion post-glaciaire, c'est-à-dire à 20 m, au minimum, au débouché W de la Plaine, sur la rive droite (a'^{gl} , a'^c). L'inclinaison moyenne du toit de la nappe, de pendage E, prise sur la rive droite, ressort à 3,5 mm en regard de 4,7 mm pour la surface topographique correspondante. La distance entre sol et toit de la nappe décroît donc d'une façon continue d'W en E. La collection aqueuse se situe sous Huos (a'^{gl}) et Ausson (a^2) aux environs des cotes 401,0-402,0 et 361,5-362,5 contre l'usine de Valentine (a^2). Le toit de cette nappe se développe ainsi, dans la partie amont de la Plaine-de-Rivière, à une cote inférieure de plusieurs mètres à celle du lit mineur colmaté de la Garonne, cependant que dans la partie aval de la Plaine, à la verticale de l'usine de Valentine, la nappe se situe à une cote sensiblement égale ou même légèrement supérieure à celle du fleuve. La puissance de la nappe ressort à une vingtaine de mètres au moins à l'aplomb du bassin de compensation (a^2). L'époque des hautes eaux se situe normalement en mars, avec petite émission aqueuse temporaire sur la rive droite à l'entrée W de Valentine. La décrue a lieu en automne avec, par exemple, un abaissement de 0,5 à 1,5 m seulement du plan d'eau à l'aplomb de a^2 et de a'^d immédiatement en amont de l'usine de Valentine et 3,20 m près de l'usine de Camon (a'^c). Le débit de la nappe est important. A titre d'exemple, un pompage mené pendant 66 heures consé-

1. L'aménagement hydroélectrique de la Plaine-de-Rivière, réalisée vers 1930, comprend, sur la rive droite de la Garonne, d'amont en aval, les centrales au fil de l'eau de Pointis (4595-894), Camon (4641-899) et Valentine (4670-899), cette dernière avec bassin de compensation. Mention de ces usines n'est pas encore faite sur les cartes en circulation de l'I. G. N.

culives sur le puits moderne de l'usine de Camon n'a provoqué qu'une dépression de 0,6 m en fin d'essai pour une exhaure de 16 lit/sec (1.350 m³/jour).

La température de la nappe de la Plaine-de-Rivière apparaît minimum en amont d'une droite Labarthe-de-Rivière à Pointis-de-Rivière avec 7° C à 9° C seulement où, d'une façon générale, les morts-terrains sont les plus épais. Elle s'élève et se maintient entre 11° et 12° suivant le cours de la Garonne (a²) à l'aplomb des prairies irriguées de Taillebourg, Clarac et Bordès-de-Rivière, et, exceptionnellement, à des températures plus élevées en bordure immédiate des versants avec un maximum connu de 17°.

L'analyse chimique de la nappe, sur prélèvement à l'aplomb de l'usine de Camon, ressort comme suit : Degré hydrotimétrique total : 11°5 ; degré hydrotimétrique permanent : 5°5 ; alcalinité totale en CO³Ca : 96 ; résidu à 110° : 113,8 mmgr ; chaux (en CaO) : 49,8 mmgr ; magnésie (en MgO) : 3,6 mmgr ; acide sulfurique (en SO³) : 6,8. Des résultats très voisins ont été enregistrés à Ausson, à l'aplomb de a^{1d} et au captage communal de Valentine (a²).

H. Schoeller. — *Les variations de la teneur en gaz carbonique des eaux souterraines*¹.

J. Flandrin et A. Clair. — *Faciès et extension du Bajo-Bathonien dans la partie méridionale et orientale du « Causse » de Saïda (Oranie).*

Dans sa thèse, G. B. M. Flamand² attribuait au Portlandien les calcaires blancs lithographiques à joints stylolithiques ainsi que les alternances de calcaires variés, d'argiles versicolores, de marnes et de dolomies qui constituent la presque totalité de la région comprise entre Saïda au NW, la vallée de l'O. Chiba (haut cours de l'O. el Abd) au NE et la dépression mio-pliocène du Chott ech Chergui au S. D'après lui, ces terrains reposaient en transgression totale, et parfois en discordance angulaire, sur le Callovo-Oxfordien grés-marneux et sur les dolomies bathoniennes.

Les recherches effectuées depuis un an, pour le compte du Service de la Colonisation et de l'Hydraulique, à la bordure septentrionale du Chott ech Chergui nous ont montré que ces

1. Cette note avec 3 graphiques est destinée au *Bulletin*.

2. G. B. M. FLAMAND : Recherches géol. et géogr. sur le haut-pays de l'Oranie et sur le Sahara, thèse Lyon, 1911, p. 548-556.

différents terrains ne correspondaient pas au Jurassique terminal transgressif, mais représentaient des faciès particuliers du Bajo-Bathonien remplaçant progressivement, du N au S et de l'W à l'E, les dolomies massives qui caractérisent ce groupe d'étages aux abords mêmes de Saïda et à Tagremaret. Nos conclusions s'appuient sur deux groupes de faits :

- 1° l'observation directe du passage latéral des dolomies aux calcaires blancs ;
- 2° la superposition, à ces mêmes calcaires et aux autres formations du « Portlandien transgressif », du Callovien fossilifère.

Dès le voisinage de Saïda, dans la région de Tidernatine, les dolomies bajo-bathoniennes admettent, à environ 50 m de leur sommet, une intercalation lenticulaire de calcaires blancs à joints stylolithiques. Lorsqu'on se dirige vers le SE, ces calcaires deviennent plus importants : les lentilles passent à des assises continues de plus en plus épaisses pour donner finalement, dans la région de l'O. Foufot, une série continue dépassant 40 m d'épaisseur.

Au S de Tagremaret, dans la moyenne vallée de l'O. Chiba, le même passage latéral s'observe très nettement. Au confluent du Ch' Mekachiche, un banc de calcaire blanc, d'1 m d'épaisseur, apparaît vers le sommet du Bajo-Bathonien sous 2 m de dolomies. En direction du SE, au pont de la piste joignant Martimprey à Skrouna, ce banc couronne le Bathonien et acquiert 3 m de puissance. Plus au S encore, au S du K' Chiba, les calcaires blancs remplacent complètement les dolomies.

A leur tour, et ainsi que l'avait signalé G. B. M. Flamand, les calcaires blancs à joints stylolithiques passent vers le S à une série complexe de calcaires gris ou jaunâtres, parfois dolomitiques, de marnes et d'argiles versicolores qui s'enfouit sous les atterrissements mio-pliocènes du Chott ech Chergui.

Outre l'observation des passages latéraux, l'âge bajo-bathonien du « Portlandien » de G. B. M. Flamand est établi par sa position en dessous du Callovien fossilifère. D'une façon assez générale, le Bathonien présente à son sommet une surface rubéfiée (hard ground) de quelques cm qui correspond à un arrêt de la sédimentation, sans que celui-ci implique nécessairement une émergence. Au-dessus vient la série gréso-marneuse du Callovo-Oxfordien (200 à 250 m) qui débute presque toujours par quelques dm de marnes sableuses rougeâtre surmontées par un petit banc de calcaire marneux ferrugineux riche

en Ammonites. La faune de cet horizon, étudiée par M. H. Tintant, caractérise le Callovien moyen (zone à *Reineckeia anceps*).

La superposition de ce Callovien daté aux calcaires blancs à joints stylolithiques ou à la série calcaréo-marneuse qui leur fait suite au S, a été observée par nous à Er Redjem (entre le Dj. Khenifer et l'O. Foufot)¹, à El Mezoued, à Tamesna, à Hassi Djided, au S de l'O. Chiba (en bordure de la piste de Martimprey à Skrouna) et sur le flanc N du Dj. Chebka.

Au point de vue cartographique, nos observations conduisent à modifier sensiblement la carte au 1/500.000^e d'Oran-Nord, établie d'après les données de G. B. M. Flamand, et à rapporter au Bajo-Bathonien le vaste affleurement de Jurassique supérieur (environ 1.700 km²) porté au S et au SE du « causse » de Saïda.

P. Gidon. — *Sur les relations de la zone du flysch des Aiguilles d'Arves et du massif du Pelvoux*².

J. de Beauregard, A. Bouchardeau et Ed. Roch. — *La formation de Mangbeï (Nord-Cameroun).*

A 300 km au SSW de Fort-Lamy et à 50 km à l'E de la petite ville de Garoua, juste à la frontière du Cameroun et du Territoire du Tchad, une ligne de hauteurs porte le nom d'Hosséré Mangbeï. La coupe que nous en avons faite, depuis la vallée du Mayo Kébi jusqu'à la crête, montre la succession suivante, plongeant d'environ 20° vers le S :

1° Conglomérats à galets et blocs de granite, de gneiss et de micaschistes du socle précambrien ; les éléments sont de toutes les tailles, les plus gros atteignant 1/3 de m³, et d'ordinaire assez arrondis ; leur ciment est gréseux, non métamorphique, de couleur verte. Ils sont disposés en bancs d'environ 5 m d'épaisseur. Dans le paysage, les conglomérats forment une marche d'escalier de 80 m de hauteur.

2° Basaltes et labradorites en coulées, grès à éléments éruptifs dont la surface structurale constitue un replat (40 m).

3° Conglomérats à éléments bien roulés, unis par un ciment sableux, rhyolites en coulées, brèches rhyolitiques et basaltes, ces derniers déterminant un nouveau replat (130 m).

4° Rhyolites en coulées régulièrement superposées, parfois épaisses de 20 m (300 m).

1. La coupe que nous avons relevée diffère totalement de celle de G. B. M. FLAMAND (thèse, p. 549, fig. 102). Le Callovien d'Er Redjem surmonte au S les calcaires blancs de l'O. Foufot et bute par faille, au N contre les dolomies du Dj. Khenifer.

2. Cette note avec 3 figures est destinée au *Bulletin*.

Le substratum des conglomérats est masqué par les alluvions du Kébi ; on ignore si les rhyolites du sommet plongent sous une formation plus récente.

L'âge de la formation n'est pas connu. Il est certain qu'il ne s'agit pas du socle antécambrien : ses diverses roches se trouvent en éléments dans les conglomérats, le faible pendage des assises de Mangbeï contraste avec la verticalité des schistes cristallins, les grès et le ciment des poudingues ne sont pas métamorphiques. On pense aussi que la formation de Mangbeï serait plus ancienne que le Crétacé des collines qui s'étendent au delà du Kébi et qu'une faille l'en sépare ; nous ignorons, cependant si les poudingues du Crétacé renferment, à l'état de galets, des rhyolites de Mangbeï.

Nous envisageons donc qu'il pourrait s'agir d'un *complexe paléozoïque*, mais nous ne connaissons ni ailleurs, ni au Cameroun, ni au Tchad de séries pouvant lui être comparé.

A. Rivière. — *Conditions d'existence et aspects des rides sous-marines littorales. Leur rôle dans la sédimentation côtière.*

Les côtes basses sont fréquemment bordées d'une ou plusieurs rides sous-marines parallèles au rivage. Il m'a été donné d'en observer sur les côtes vendéennes, sur certaines plages des Maures, dans le delta du Rhône ainsi qu'en Tunisie, au N de Sidi Bou Said et au Cap Bon. Elles se rencontrent donc aussi bien sur les rives océaniques que sur celles de mers sans marées, aussi bien sur des rivages en voie de recul (golfe de Fos, côte S de Beauduc) que sur des côtes en cours de sédimentation active (côte vendéenne, côte W et NW de Beauduc dans le delta du Rhône, côtes tunisiennes — ces dernières étant probablement en voie d'émersion aux points observés), mais elles semblent ne prendre leur développement normal que sur les plages étendues, le long desquelles les phénomènes de transfert littoral peuvent prendre une ampleur notable.

Lorsque les profils transversaux sont très inclinés, les rides sous-marines parallèles au rivage n'existent pas ou sont relativement rapprochées. Le long des rivages en voie de remblaiement actif¹, elles progressent vers la côte à la manière de dunes sous-marines et finissent par venir s'y accoler, leur individualité restant quelque temps soulignée par la persistance d'une sorte de lagune linéaire et peu profonde qui finit par se combler et disparaître. Ces aspects s'observent fréquem-

1. A. RIVIÈRE : Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne, *Rev. générale hydraulique*, n° 48, 1948, p. 283.

ment et à des échelles diverses aux approches des extrémités (souvent plus ou moins incurvées) des flèches littorales dont la progression terminale s'effectue souvent par la juxtaposition successive de tels éléments ¹.

Lorsque les pentes moyennes des profils littoraux sont plus faibles, plusieurs rides sous-marines parallèles et bien individualisées peuvent se former, les distances entre elles et la distance au rivage de la plus rapprochée étant généralement de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Elles peuvent être continues ou formées par l'alignement de mamelons aplatis et allongés plus ou moins bien individualisés. Les dimensions et les distances entre elles et au rivage de ces rides peuvent d'ailleurs varier en un même point suivant les conditions océanographiques du moment : par gros temps et vent portant provoquant l'érosion de la côte, elles ont tendance à s'écarter du rivage et à s'aplatir — voire à disparaître plus ou moins complètement. Les côtes plates en voie de sédimentation (rivages W et NW de Beauduc) progressent parfois par accollement à la rive et émergence successive des plus rapprochées de ces rides, de nouvelles se formant au large au fur et à mesure du remblayage des fonds. L'accolement au rivage et l'émergence semblent se faire d'abord dans une zone relativement localisée, le phénomène se poursuivant par la formation d'une flèche sableuse progressant à la manière habituelle ¹ (notamment par emboîtement de crochons terminaux successifs), *sur l'emplacement de la ride sableuse préexistante*. Sur les côtes en voie d'émergence, il semble possible que l'émergence des rides sableuses se fasse à peu près simultanément sur toute leur longueur et c'est peut-être ainsi que se sont constituées les lagunes à cordons littoraux parallèles du Cap Bon, mais mes observations y ont été trop rapides pour pouvoir confirmer ou infirmer cette interprétation d'ailleurs classique.

R. Furon. — *Sur le Paléocène africain.*

Il semble que l'Afrique soit en train de devenir une terre d'élection pour l'étude du Paléocène et du passage du Crétacé au Tertiaire.

1. TOGO. — Dans un Mémoire récent ² j'ai attribué au Paléocène la faune de Togblékové (Togo), me basant uniquement sur des arguments paléontologiques, faute de précisions stratigraphiques.

1. Voir note 1, p. 311.

2. R. FURON et N. KOURIATCHY : *Mém. Muséum Nat. H. N.*, t. XXVI, 1948, p. 95-114.

Notre confrère, F. Tessier, vient de publier une note du plus haut intérêt ¹ montrant l'existence au Sénégal d'un Paléocène précisé stratigraphiquement, au-dessus du Crétacé supérieur et au-dessous d'un Yprésien fossilifère. La faune comporte dix espèces du Togo et d'autres qui sont communes au Sénégal, à Landana, à la Trinidad.

L'âge paléocène de la faune du Togo se trouve donc confirmé par comparaison avec celle du Sénégal. En même temps se trouve démontrée l'extension d'une faune d'origine indo-méditerranéenne et des relations avec les Antilles.

Je rappelle la présence d'un *Dyrosaurus* signalé au Togo par Stromer en 1910.

2. DAHOMEY. — Au Dahomey, les couches éocènes de la Lama ont livré une espèce yprésienne du Ranikot, *Nummulites Nuttalli* DAVIES ². Le seul autre fossile publié à ma connaissance est « *Venus Hupfeldi* » BOHM.

A cette courte liste, j'ajouterai une espèce importante, *Clinuropsis Diderrichi* VINCENT, que j'ai déterminée dans un échantillon de calcaire dur et compact, recueilli au Dahomey par la Mission Moll.

Clinuropsis Diderrichi est une espèce connue dans le Paléocène du Sénégal, de Landana et de la Trinidad. Elle indique l'existence de deux niveaux au Dahomey ; un Paléocène vrai et un Yprésien à *N. Nuttalli*. L'Éocène moyen serait représenté par un niveau à *Nummulites Heeri*.

3. Soudan-Niger. — La série fossilifère Crétacé supérieur-Éocène inférieur est bien connue dans le Soudan oriental et au Niger, mais elle reste fort imprécise dans le détail, lorsqu'il s'agit de séparer le Danien du Montien. On considère habituellement *Venericardia Beaumonti* comme ne dépassant pas le Danien. Cependant, Th. Monod a déjà signalé *V. Beaumonti*, à Asselar, dans un niveau de l'Éocène inférieur (*sensu lato*) ³.

Je rappellerai à ce sujet l'opinion d'un éminent géologue britannique, le Colonel L. M. Davies, qui rapporte au Montien tout ou partie des couches à *Venericardia Beaumonti* de l'Inde ⁴.

Enfin, dans une note toute récente, notre confrère P. Marie ⁵ attire l'attention sur ce fait que les niveaux à *V. Beaumonti* de l'Afrique du Nord englobent à la fois le Danien et le Paléocène,

1. F. TESSIER : C. R. somm. S. G. F., 1949, p. 227.

2. H. BESAIRIE in ARNAUD : Ann. Mi. Carburants, Mém., 1945, p. 692 et 697.

3. Th. MONOD : Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., v. XII, 1939, p. 472.

4. L. M. DAVIES : Proc. 6th Pacific Sc. Congress (1939), 1940, p. 486.

5. P. MARIE : C. R. somm. S. G. F., 1949, p. 241.

conclusion provoquée par l'étude des Foraminifères. C'est une notion qui pourrait trouver son application dans l'établissement d'une échelle stratigraphique précise des séries du Soudan et du Niger.

D. Le Maître. — *Sur quelques genres de Stromatopores dévoniens et leur microstructure*¹.

G. Aubert et J. Dupuis. — *Sur l'interprétation de certaines couches du Stampien supérieur de l'extrémité orientale du Hurepoix.*

Dans les confins du Pays de Bière et du Hurepoix, notre attention s'est portée sur une carrière située à 4 km environ de Soisy-sur-Ecole sur la route de La Ferté-Alais. Cette carrière montre la succession suivante des couches :

A la base les sables de Fontainebleau blancs, surmontés sans aucune transition d'une couche épaisse de 50 cm, assez compacte, non calcaire, très noire dans la partie E de la carrière, jaune rouille dans la partie W. Au-dessus s'observent une couche mince (10 cm), marneuse, grisâtre, avec des débris de fossiles, puis une nouvelle couche de 10 cm, sablo-argileuse, beaucoup moins calcaire, contenant aussi des débris de fossiles. Ces couches sont surmontées par 30 cm de calcaire de Beauce, vraisemblablement en place. Au-dessus repose une masse blanchâtre calcaire (70 cm) sur laquelle s'est établi un sol de rendzine.

La couche surmontant directement les sables de Fontainebleau possède les caractères morphologiques et analytiques d'un horizon d'accumulation de podzol formé sous climat humide ; la tendance au durcissement qu'elle présente dans la partie E peut alors être interprétée comme un début de consolidation en alios favorisé par la proximité d'un plan d'eau ; la courbe d'analyse thermique différentielle est également proche de celles qu'on obtient avec certains alios des Landes. L'analyse de la partie noire de cette couche a donné les teneurs suivantes : Fe_2O_3 total 2,1 % ; Carbone 6,05 %₀₀ ; Azote organique 1,3 %₀₀ d'où un rapport C/N = 4,7 ; Matières organiques (d'après la perte au feu) 1,2 %. La coloration est donc bien due à des matières humiques. L'analyse granulométrique a donné les pourcentages suivants : colloïdes minéraux (moins de 2 μ) 16,8 ; limons (2 μ à 20 μ) 3,5 ; sables fins (20 μ à 200 μ) 78,2 ; sables grossiers (0,2 mm à 2 mm) 0,2.

Nous pensons être ainsi en présence d'un témoin de sol post-stampien dont les horizons supérieurs, cendreaux et peu résistants, auraient été complètement érodés lors de la transgression lacustre par laquelle s'est établi le lac de Beauce.

1. Cette note avec 1 figure et 3 planches est destinée au *Bulletin*.

L'érosion, relativement douce, n'aurait remanié que la partie tout à fait supérieure (2 cm) de l'horizon d'accumulation du sol, beaucoup plus résistant, dans laquelle on trouve quelques *Hydrobia* dans la partie W, alors que nous n'en avons pas vues dans l'épaisseur de cette couche. D'autre part, cet horizon est certainement sans rapport avec le sol actuel, comme le prouve la considération du rapport C/N qui passe de 3,4 dans la rendzine à 3,1 dans une poche de décalcification du calcaire indiquant une minéralisation de l'humus beaucoup plus poussée que dans la couche noire. La variabilité même des caractères morphologiques de cette formation d'un point à un autre de la carrière fait penser beaucoup plus à un horizon pédologique qu'à un dépôt géologique de vase ; mais on ne saurait avoir une certitude absolue, faute de voir les horizons supérieurs du profil podzolique supposé.

A 2 km de là, près de Videlles, une carrière permet d'observer, entre un head de calcaire de Beauce et les sables de Fontainebleau blancs qu'il surmonte, une lentille d'une formation argilo-humo-ferrugineuse analogue à celle que nous venons de considérer. De plus, dans les sables blancs, des concrétions à ciment ferrugineux témoignent elles aussi des mêmes phénomènes de podzolisation.

A Étampes, sur l'ancien chemin d'Étampes à Maisse, une carrière permet de voir la succession des couches suivantes (de haut en bas) :

De 0 à 45 cm sol de rendzine ; de 45 à 90 cm masse calcaire ; de 90 à 150 cm horizon gris-noir, un peu violacé, argilo-sableux, riche en matières organiques, de structure cubique en profondeur, plus lamellaire dans la partie supérieure présentant quelques rares taches ferrugineuses dans les fentes ; de 150 à 180 cm horizon gris sableux avec un lit de sables blancs ; de 180 à 225 cm horizon ocre à taches noires, sablo-argileux, ferrugineux, devenant gris sableux avec quelques traînées ferrugineuses ocres à la base ; au-dessous de 225 cm sables de Fontainebleau blancs. En d'autres points de la même carrière on peut voir l'horizon gris noir se répéter 4 ou 5 fois.

Ici les caractères morphologiques des couches situées entre les sables et le calcaire nous semblent caractéristiques d'une sédimentation en milieu marécageux ou d'un dépôt de vase, plutôt que d'horizons d'accumulation d'un ancien podzol comme les teneurs en matières organiques, argile et fer pourraient y faire penser. Enfin, les sables mauves d'Ormoy-la-Rivière semblent devoir leur coloration à des matières organiques.

Ainsi les formations colorées du Stampien supérieur fréquentes entre les bandes gréseuses auraient une origine pédologique ou sédimentaire suivant les points.

PRÉSENTATIONS D'OUVRAGES

V. Pokorný. — *Chalmasia Morelleti* n. sp. (Dasycladacées) du Sarmatien de la Tchécoslovaquie. *Rosprawy II. tridy Ceske Akademie*, XLIX^e année, n° 3, 1948, 5 p., 2 pl., 1 fig. ¹

J. N. Malaurie ². — 1. Géomorphologie et géographie humaine. Rapport préliminaire de la campagne préparatoire au Groenland, 1948, mission P. E. VICTOR. *Publ. Exp. polaires fr.*, n° 5, Paris, 1949, p. 51-54.

2. Sur l'Aquitainien et le Pliocène des Corbières orientales, valeur morphologique. *Bull. Ass. Géogr. Français*, n° 196-197, nov.-déc. 1948, 3 p., 1 fig.

3. Evolution actuelle des pentes sur la côte ouest du Groenland (Baie de Disko). *Ibid.*, n° 198-199, janv.-févr. 1949, 7 p., 4 fig.

4. Sur des sols structuraux sous-marins de la côte ouest du Groenland. *CR. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 259-260.

J. N. Malaurie et M. Boyé. — Sur le Précambrien de Qapiarfik, Baie de Disko, Groenland occidental. *Ibid.*, t. 228, 1949, p. 1348-1349.

F. Hjulström. — Transportation of detritus by moving water ³. In *Recent marine sediments*. Tulsa, Am. Ass. Petr. Geol., 1939, 31 p., 4 fig.

A Rivière. — Observations sédimentologiques sur la côte vendéenne, sédimentation littorale et estuarienne, leurs lois générales. *Rev. gén. Hydraulique*, n° 48, 1948, 28 p., 26 fig.

Dans la 1^{re} partie, l'auteur étudie l'évolution du littoral dans la région de l'Aiguillon. Confrontant le résultat de ses observations de 1946 et 1947 avec les données historiques, il montre que ce rivage, habituellement en voie de sédimentation rapide peut traverser, à la suite de tempêtes et de raz-de-marées ayant puissamment érodé les fonds littoraux, des périodes de recul prolongées, mais temporaires, cessant lorsque les fonds ont été suffisamment remblayés grâce aux phénomènes de transfert littoral. L'auteur qui a pu suivre la fin de l'une de ces périodes de recul en tire des conclusions pratiques quant à la protection artificielle de ces côtes.

Dans la 2^e partie, l'auteur étudie l'embouchure du Lay et fait une étude critique générale de la signification géologique des aspects morphologiques observés dans les estuaires.

J. Goguel. — 1. La structure des fossés africains et la gravimétrie. — *Ann. géophysique*, t. V, fasc. 2, févr. 1949, 2 p., 3 fig.

Contrairement à la conclusion de Bullard, souvent reproduite, ces fossés peuvent être parfaitement compensés isostatiquement, mais ils correspondent à une hétérogénéité de l'écorce, dont ne tiennent pas compte les méthodes de réduction des géodésiens.

1. Ouvrage présenté par M. L. MORELLET.

2. Ouvrages présentés par M. J. BOURCART.

3. Ouvrage présenté par M. A. CAILLEUX.

2. Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. — *Mém. Serv. Carte géol. France*, 2^e éd., 1948, 1 vol. in 4^o, 530 p. 177 fig., 1 pl.

Le texte de la 1^{re} éd. (1942) a été revu, en particulier pour tenir compte des données récentes acquises en géophysique. Le chapitre relatif aux failles a été complété par quelques indications sur les diaclases, c'est-à-dire les fissures sans rejet. Enfin, il a été tenu compte dans la discussion, des idées récemment mises en avant sur la tectonique d'écoulement et l'écoulement des roches, et sur le rôle des réactions solides dans la formation du granite.

L'accent a été mis sur le rôle mécanique de la phase fluide qui imprègne toute roche, avec une pression propre.

F. R. C. Reed. — *The Geology of the British Empire* — Londres. E. Arnold Co, 2^e éd., 1949, 1 vol., 764 p., 26 fig.

A. E. Trueman. — *Geology and scenery in England and Wales*. Pelican books. Harmondsworth, 1949, 1 vol., 349 p., 93 fig.

W. E. Le Gros Clark. — *History of the Primates*. British Museum (Nat. Hist.), 1949, 117 p., 40 fig.

G. Andrew. — *Geology of the Sudan*. In « *Agriculture in the Sudan* », 1948, p. 84-128, 3 cartes, 2 fig.

R. Kozłowski. — Les Graptolithes et quelques nouveaux groupes d'animaux du Tremadoc de la Pologne. *Palaeont. Polonica*, Varsovie, 1948, t. III, 235 p., 42 pl., 66 fig.

G. Soares de Carvalho. — 1. Notícia sobre os Seixos Polidos do Conglomerado Antracolitico da Serra do Buçaco. *Rev. Fac. Sc. Univ. Coimbra*, vol. XVIII, 1949, p. 21-23.

2. Les dépôts des Terrasses et la Paléogéographie du Pliocène dans la Bordure Mésocène-océanique Occidentale du Portugal (entre le Vouga et le Mondego). *Ibid.*, vol. XVIII, 1949, p. 1-10, 7 fig.

3. Um perfil geológico da região de Coimbra. *Ibid.*, vol. XVIII, 1949, p. 1-10, 7 fig.

4. Enchimento das fendas de dissolução dos calcários de Santa Clara. (Coimbra). *Ibid.*, vol. XVIII, 1949, 20 p., 3 fig.

R. P. Charles. — Note sur les fossiles hauteriviens du massif d'Allauch. *Mém. Soc. Et. Pal. Palethn. Provence*, t. I, n° 1, 1948, 35 p., 3 fig., 1 pl.

J. Alloiteau et R. P. Charles. — Quelques fossiles nouveaux ou peu connus dans le Lias de Provence. *Ibid.*, t. I, n° 2, 1948, p. 1-8, 1 pl.

C. Burri et P. Niggli. — Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. *Vulkaninst. Immanuel Friedlaender*, Zürich, 1949, n° 4, 206 p., 3 fig., 3 cartes.

H. Bartenstein. — 1. *Thaumatocypris bettenstaedti* n. sp. aus dem nordwestdeutschen Lias^z (Ostrac.). *Senckenbergiana*, t. 30, 1949, nos 1-3, p. 95-98, 1 fig.

2. Stratigraphische und ökologische Folgerungen aus dem Auftreten von Ostracoden und Foraminiferen im produktiven Ruhr-Oberkarbon. *Neuen Jahrb. Min. etc., Monatshefte*, Abt. B, H. 1-3, 1949, p. 60-64.

E. Kummerow. — 1. Fortschritte und Irrwege der Ostracodenkunde in Deutschland. *Ibid.*, Abt. B, H. 7, 1949, p. 209-215, 5 fig.

2. Über einige Süßwasser-Ostracoden des Ruhrkohlen-gebietes. *Ibid.*, Abt. B, H. 1-3, 1949, p. 45-59, 3 pl.

G. Choubert et J. Marçais. — La Géologie marocaine. Paris, Ed. Encycl. colon. marit., s. d., 12 p., 1 carte.

A. Meynier et A. Guilcher. — La XXXI^e excursion géographique interuniversitaire (30 mars-4 avril 1948). *Ann. Géographie*, t. LVIII, 1949, p. 1-16, 3 fig., 1 pl.

A. Guilcher. — 1. La cuvette des marais de Goulaine et de La Chapelle-Heulin (Loire-Inférieure). *Bull. Soc. Nat. Ouest France (Nantes)*, (5), X, 1946-1947 (juin 1948), p. 11-15, 3 fig.

2. Sur les vallons côtiers suspendus des environs de Lisbonne, et leurs analogies avec ceux du littoral breton. *C.R. Ac. Sc.*, t. 228, 1949, p. 1512-1514.

3. Aspects et problèmes morphologiques du Massif de Devon-Cornwall, comparés à ceux d'Armorique. *Rev. Géogr. Alpine (Grenoble)*, t. XXXVII, 1949, fasc. 4, p. 689-717, 12 fig., 2 pl.

4. Quelques points de morphologie littorale. *Inform. géographique (Paris)*, t. XIII, 1949, fasc. 3, p. 96-103, 4 fig.

M. Y. Rollando. — 1. La vallée du Liziec. *Bull. mens. Soc. Pol. Morbihan*, n° 1.128-1.130, 1949, 1 p.

2. Anthropologie Morbihannaise. *Ibid.*, n° 1.126, 1949, 3 p.

J. Sigal. — Sur quelques Foraminifères de l'Aquitainien des environs de Dax. *Rev. Inst. Fr. Pétrole, Ann. Comb. liq.*, vol. IV, n° 5, mai 1949, p. 155-165, 3 pl.

J. Brak-Lamy. — Gabro quartzifère de Biscia (Serra de Sintra). *Bol. Mus. Min. Geol. Univ. Lisboa*, n° 15-16, 1947-1948, p. 3-9, 2 pl.

C. F. Andrade et J. Brak-Lamy. — Afloramentos eruptivos do ilhéu da Berlenga. *Ibid.*, n° 17, 1949, 9 p.

D. Thadeu. — A cordilheira central entre as Serras da Guardunka e de São-Pedro-do-Açor. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, vol. VIII, 1949, 18 p., 6 fig.

J. Houdard et G. Delpéy. — Le gisement séquanien du « Roi-Chat » à Sougères en Puisaye. Auxerre, Imprimerie universelle, 1948, 36 p., 14 fig., 1 pl.

F. Bourdier. — Introduction à la vie et à l'œuvre de Buffon. Expos. Buffon, Mus. Hist. Nat., 24 juin au 15 sept. Paris, 1949; 2^e tirage revu, ex. ronéotypé, 10 p.

P. L. Maubauge. — 1. Paléogéographie du bassin Ferrifère Lorrain. *Bull. Techn. Mines Fer Fr.*, n° 15, 1949, 6 p., 1 pl.

2. Données géologiques sommaires sur l'« Aalénien ferrugineux » dans la région frontière franco-belge. *Bull. Soc. Belge. Géol. Pal. Hydrol.*, t. LVIII, fasc. 1, 1949, p. 60-74, 1 fig.

3. Sur quelques échantillons anormaux d'Ammonites jurassiques. *Arch. Inst. Gr. Duc. Luxembourg*, t. XVIII, 1948-1949, p. 127-147, 3 pl.

4. Notes paléontologiques sur quelques Ammonites-jurassiques rares ou nouvelles de la région frontière franco-luxembourgeoise et de la Lorraine Centrale. *Ibid.*, t. XVIII, nouv. sér., 1948-1949, p. 149-178, 17 pl.

G. Mortelmans. — Le granite de Noqui et ses phénomènes de contact. *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol.*, t. LVII, fasc. 3, 1948, p. 519-539, 10 fig.

L. Trevisan. — 1. Osservazioni sulla fauna malacologica fossile di Monte Mario presso Roma in rapporto alla stratigrafia locale. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem.*, vol. VI, Ser. A., 1948, 8 p., 2 fig.

2. Il bacino diatomeifero quaternario delle Poggide nella Regione Vulsinia (tra Baguoregio e Orvieto) e la sua gènesi. *Ibid.*, vol. LIV, 1947, 8 p., 2 fig.

3. Relazione geodinamica sulla spiaggia di Marina di Pisa. In: Le possibilità di ripascimento del litorale di Marina di Pisa, 1948, p. 55-61, 1 fig.

4. Utilizzazione del Bacino dell'Era ad uso potabile e irriguo. Pisa, Lischi e Figli, 1948, p. 9-14, 3 fig.

5. Sui rapporti fra precipitazioni e rilievo nella regione Apuana. *Atti Congres. geogr. italiano*, t. XIV, 2 p.

G. Tavani. — 1. Der Elefant von Viterbo. *Umschau Wissenschaft Technik.*, H. 8. Francfort, 1949, 2 p., 4 fig.

2. Fossili eocenici della Cirenaica. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem.*, vol. LIII, 16 p., 2 fig.

3. Osservazioni sul genere *Kuphus* GUETTARD. *Ibid.*, vol. LV, Ser. A, 1948, 10 p.

4. Fauna malacologica cretacea della Somalia e dell'Ogaden. 1° part. Lamellibranchiata. *Palaeontographia italica*, vol. XLIII, 1947, p. 83-154, 11 pl.

F. Bondi et L. Sandrucci. — Su alcuni Molluschi pliocenici della Val d'Era (Toscana) e su alcune anomalie di sviluppo. *Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem.*, vol. LVI, Ser. A, 1949, 20 p., 1 pl., 1 fig.

L. Quaratesi d'Achiardi. — Corrugamenti postpliocen nella regione delle Cerbaie (Valdarno Inferiore). *Ibid.*, vol. LV, Ser. A, 1948, 10 p., 1 pl.

E. Giannini. — I. Foraminiferi del giacimento Calabriano di Vallebiana (Pisa). *Ibid.*, vol. LV, Ser. A, 1948, 50 p.

J. M. Cotelos Neiva. — 1. O Basalto da Nazaré. *Publ. Lab. min. geol. Fac. Sc. Porto*, 1948, n° XLIX, 2° Ser., 12 p., 2 fig., 1 pl.

2. Filão de Microsienito augítico no monte de S. Bartolomeu (Nazaré). *Ibid.*, n° L, 2° Ser., 10 p., 2 fig., 1 pl.

J. dos Santos Pereira. — Rochas ígneas provenientes do Torrao (Alcaçer do Sal). *Ibid.*, n° LII, Ser. 3ª, p. 6-11, 1 pl.

H. H. Read. — Metamorfismo e actividade ígnea. *Ibid.*, n° LI, Ser. 3ª, 1948, 45 p.

ERRATA

Bulletin, (5), XVIII, 1948, p. 762, observations de M. Jean GOGUEL à la note de M. Maurice GIGNOUX, ligne 19, *au lieu de* : ... ne se produisent qu'à partir..., *lire* : des dômes de sel ne se produisent pas à partir de couches minces et peu profondes.

Compte rendu sommaire, n° 11, séance du 13 juin 1949 (F. TESSIER), p. 228, ligne 11, *au lieu de* : ensembles supérieurs, *lire* : ensembles inférieurs.

Compte rendu sommaire, n° 12, séance du 27 juin 1949 (G. BOUILLET et A. CAILLEUX), p. 256, ligne 14 à partir du bas, *intervertir* les mots « supérieur » et « inférieur ».

A vendre *B. S. G. F.* (2) I-IX, 1845-1852, reliés demi-bazane, prix 1.000 fr. le vol. S'adresser : M. le Bibliothécaire des

ÉDITIONS ARTHAUD

(6, rue de Mézières, Paris, 6^e et 23, Grande Rue, Grenoble)

André de CAYEUX (= André CAILLEUX). — *Terre arctique*. 230 p., 45 pl. héliogravure, couverture en couleurs, 400 fr.

Dans cet ouvrage, destiné à un large public, l'auteur, qui a participé à l'Expédition polaire française 1948-50 dirigée par P. E. VICTOR, donne une vue d'ensemble du Groenland : géologie, glaciologie, hydrologie, relief, climat, faune et flore, chasse et pêche, population esquimaude, histoire, problèmes actuels, vie et travaux de l'Expédition française. Il s'efforce de montrer, sous une forme accessible même au non-spécialiste, les aspects de la recherche scientifique actuelle.

La gérante de la Soc. Géol. : M^{me} HAUMONT.

221. — Imp. Jouve et C^{ie}, 15, rue Racine, Paris. — 12-49

Dépôt légal : 4^e trimestre 1949. — N° 56.